

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DE LA SENSIBILITÉ DU MODÈLE LOCAL DU CLIMAT LCM11  
AUX PARAMÈTRES D'UNE NOUVELLE THÉORIE SUR NUCLÉATION  
HÉTÉROGÈNE DE LA GLACE  
(Théorie de Khvorostyanov et Curry)

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR  
NACÉRA CHERGUI

JUIN 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## **REMERCIEMENTS**

*Je voudrais en premier lieu adresser mes sincères remerciements à mon directeur de maîtrise M. Eric Girard pour un projet aussi passionnant dans un domaine pertinent plein de défis pour son soutien continuel, son dévouement et ses encouragements.*

*Je tiens à remercier M. Daniel Figueras Nieto pour son aide précieuse dans la programmation et l'introduction des équations de la nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène dans modèle local du climat ce qui est un aspect primordial dans la réalisation de mon projet de recherche.*

*Je tiens à remercier mes amis d'études avec qui j'ai passé d'agréables moments.*

*Je tiens à remercier, ma grande famille pour son soutien et ses encouragements, en particulier mon cher père.*

*Je tiens à remercier du fond de mon cœur, ma petite famille, mon très cher époux Abdel qui a toujours été à mes côtés, qui a su me supporter et m'encourager tout le long de ce projet et mes enfants Rayane, Jade et Océane, les prunelles de mes yeux qui comblent ma vie de bonheur et qui me donnent la force d'aller de l'avant.*

*Alors merci à tous!*

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES ACRONYMES.....	ix
LISTE DES SYMBOLES .....	x
RÉSUMÉ.....	xi
INTRODUCTION.....	1

### CHAPITRE I

#### NOTIONS THÉORIQUES ET NOUVELLE THÉORIE SUR LA NUCLÉATION

#### HÉTÉROGÈNE DE LA GLACE ..... 7

1.1 Climat Arctique.....	7
1.2 Nucléation de la glace.....	10
1.2.1 Les aérosols.....	11
1.2.2 Rôle des aérosols dans la formation des nuages.....	12
1.2.3 Modes de la nucléation hétérogène de la glace.....	15
1.3 Paramétrage de la glace dans les modèles numériques.....	17
1.3.1 Théorie de Fletcher.....	18
1.3.2 Paramétrage de Meyers et al, (1992).....	21
1.3.3 Paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000).....	22
1. Mode de congélation.....	23
2. Mode de déposition.....	26
3. Présence de sites actifs.....	27
1.3.4 Propriétés des aérosols.....	28
1. Tension d'inadaptation élastique.....	28
2. Paramètre de mouillabilité.....	29
3. Sites actifs.....	30
1.4 Conclusion.....	32

<b>CHAPITRE II</b>	
<b>MÉTHODOLOGIE ÉLABORÉE ET OUTILS DE TRAVAIL.....</b>	<b>33</b>
2.1 Modèle local du climat LCM11.....	33
1. Description du modèle.....	33
2. Assimilation et simulation.....	36
2.2 Processus microphysiques dans LCM11.....	37
2.3 Base de données SHEBA.....	39
2.4 Méthodologie élaborée.....	40
<b>CHAPITRE III</b>	
<b>RÉSULTATS ET ANALYSE.....</b>	<b>44</b>
3.1 Influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ ).....	45
3.2 Choix de l'angle de contact.....	53
3.3 Influence de l'inadaptation élastique epsilon ( $\epsilon$ ).....	54
3.3.1 Absence de sites actifs.....	54
3.3.2 Présence de sites actifs.....	60
3.4 Ordre d'influence des paramètres ( $m, \alpha, \epsilon$ ).....	65
3.5 Structure verticale et température.....	68
3.6 Validation des résultats.....	80
3.6.1 Comparaison avec les observations.....	80
3.6.2 Comparaison de profils verticaux observés et simulés.....	86
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>109</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>115</b>

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Minimum et maximum de surface occupée par les glaces en Arctique.....	8
1.2 Modes de nucléation hétérogène.....	16
1.3 Schématisation de l'interface solide-liquide-vapeur.....	29
1.4 Nucléation par congélation d'une particule ( $m=0.5$ ).....	31
2.1 LCM11 vs. GCMii (Therrien, 1993).....	35
2.2 Structure du modèle local du climat LCM11.....	36
2.3 Processus microphysiques dans le modèle local du climat LCM11.....	38
2.5 Organigramme de la méthodologie élaborée.....	43
3.1 La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en $\text{kg/m}^2$ (mm), en fonction du jour Julien (les valeurs négatives représentent l'année 1997), en absence de sites actifs pour $m=-0,99$ (rouge), $m=-0,5$ (bleu), $m=0,5$ (vert) et $m=0,99$ (orange).....	46
3.2 La quantité de glace intégrée à la verticale IWP (mm), en fonction de J (jour Julien), en absence de sites actifs pour $m=-0,99$ (rouge), $m=-0,5$ (bleu), $m=0,5$ (vert) et $m=0,99$ (orange).....	48
3.3 Facteur de forme $f(m)$ en fonction du cosinus de l'angle de contact ( $m$ ).....	51
3.4 La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon=\epsilon$ ). Bleu ( $\epsilon=1\%$ ), rouge ( $\epsilon=3\%$ ), vert ( $\epsilon=4\%$ ) en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ).....	56
3.5 Quantité de glace intégrée à la verticale IWP pour $\epsilon=1\%$ (bleu), $\epsilon=3\%$ (rouge) et $\epsilon=5\%$ (vert) en absence de sites actifs.....	57
3.6 Concentration moyenne en nombre de noyaux glaçogènes activés ( $\text{n/cm}^3$ ) pour les modes de congélation (en bleu) et déposition (en rouge) ainsi que le total (en noir) en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ).....	58
3.7 La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon=\epsilon$ ). Bleu ( $\epsilon=1\%$ ), rouge ( $\epsilon=3\%$ ), vert ( $\epsilon=4\%$ ) en présence de sites actifs.....	60
3.8 Quantité de glace intégrée à la verticale IWP pour $\epsilon=1\%$ (bleu), $\epsilon=3\%$ (rouge) et $\epsilon=5\%$ (vert) en présence de sites actifs.....	61
3.9 a) Rapport de dépolarisation du radar, b) Rapport de dépolarisation correspondant au nuage liquide en Astérix et à la glace en losanges, c) LWP en $\text{mg/m}^2$ pour le 06 mai 1998 (SHEBA).....	69
3.10 Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température LWC (T). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).....	72
3.11 Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température LWC (T). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs.....	73
3.12 Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de l'altitude LWC (H). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).....	75

3.13 Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de l'altitude LWC (H). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ). ....	76
3.14 Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) simulé dans les bas niveaux (0 et 2000m) en fonction de l'altitude LWC (H). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ). ....	77
3.15 Contenu en glace ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température IWC (T) en absence de sites actifs. En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ). ....	78
3.16 Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) observées le mois d'avril 1998 (Zhang et Lohmann, 2003). ....	81
3.17 Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs ( $m=0,5$ , $\epsilon=1\%$ , $a=10^{-4}$ ). ....	84
3.18 Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs ( $m=0,5$ , $\epsilon=1\%$ , $a=0$ ). ....	85
3.19 Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Meyers et al. (1992). ....	86
3.20 Contenu en eau LWC ( $\text{g/m}^3$ ) et contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observés le 18 mai 1998. ....	87
3.21 profile verticale de la température simulé par le modèle (un profile vertical pour chaque pas de temps de 20 minutes) par Khvorostyanov et Curry (2000) à gauche et observé à droite le 18 mai 1998. ....	88
3.22 Profile vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ), en bleu (Khvorostyanov $\epsilon=1\%$ ), en rouge (Khvorostyanov $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs et en vert (Meyers) en date du 18 mai 1998. Les profils verticaux ont été tracés à toutes les 20 minutes pour les 24 heures du 18 mai 1998. ....	89
3.23 Profile vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 18 mai 1998 entre 21:25 et 21:31 à l'aide de 3 instruments de mesures différents. ....	90
3.24 Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 18 mai 1998. ....	91
3.25 Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) le 18 mai 1998 en présence de sites actifs. ....	93
3.26 Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) le 18 mai 1998 en absence de sites actifs. ....	94

3.27 Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Meyers et al. (1992) le 18 mai 1998.....	95
3.28 Contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) et contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observés le 07 mai 1998.....	96
3.29 Profil vertical de la température simulé (un profile vertical pour chaque pas de temps de 20 minutes) avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) à gauche et observé à droite le 07 mai 1998 entre 20:27 et 21:33.....	97
3.30 Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 07 mai 1998 entre 20:27 et 21:33.....	98
3.31 Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ), en bleu (Khvorostyanov $\epsilon=1\%$ ), en rouge (Khvorostyanov $\epsilon=2\%$ ) et en vert (Meyers) en date du 07 mai 1998. Les profils verticaux ont été tracés à toutes les 20 minutes pour les 24 heures du 07 mai 1998. ....	99
3.32 Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 7 mai 1998.....	100
3.33 Contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs ( $m=0,5$ , $\epsilon=1\%$ et $a=10^{-4}$ ) le 7 mai 1998.....	101
3.34 Contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs ( $m=0,5$ , $\epsilon=1\%$ et $a=0$ ) le 7 mai 1998.....	102
3.35 Contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Meyers et al. (1992) le 07 mai 1998.....	103
3.36 Trajectoire arrière de la masse d'air à différentes altitudes pour le 18 mai.....	106
3.37 Trajectoire arrière de la masse d'air à différentes altitudes pour le cas du 7 mai.....	107
3.38 Ensemble des trajectoires arrière en avril pour les jours analysés à une altitude de 3 km..	108



## LISTE DES TABLEAUX

2.1	Température de nucléation d'une particule en fonction de la proportion de sites actifs...	31
3.1	La moyenne et le maximum de la quantité d'eau et de glace intégrée à la verticale (g/m <sup>2</sup> ) ainsi que le total (eau+glace) en fonction de m (m= -0,99, -0,5, 0,5 et 0,99).....	48
3.2	Quantité moyenne d'eau liquide et de glace intégrée à la verticale et le total (Tot) en g/m <sup>2</sup> simulée pour m= -0,99 et m=0,99 en présence de sites actifs.....	52
3.3	Comparaison de la quantité maximale d'eau liquide et de glace simulée par le modèle en présence de sites actifs ( $\alpha=10^{-4}$ ) et en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ) pour m= -0,99 et m= 0,99.....	52
3.4	Variation de la moyenne et du maximum de la quantité d'eau liquide LWP (g/m <sup>2</sup> ) et de glace intégrée à la verticale IWP (g/m <sup>2</sup> ) en fonction de l'inadaptation élastique $\epsilon$ (%) en absence de sites actifs.....	56
3.5	Concentration moyenne des noyaux glaçogènes activés (n/cm <sup>3</sup> ) en fonction de $\epsilon$ pour les modes de congélation et de déposition ainsi que le total (noyaux actives par congélation et par déposition).....	59
3.6	Variation de la moyenne (moy) et du maximum (max) de la quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP (g/m <sup>2</sup> ) et la quantité de glace intégrée à la verticale IWP (g/m <sup>2</sup> ) en fonction de l'inadaptation élastique $\epsilon$ (%) en présence de sites actifs ( $\alpha=10^{-4}$ ).....	62
3.7	Nucléation par déposition et par gel ainsi que le total en (nombre/cm <sup>3</sup> ) en fonction de l'inadaptation élastique en présence de sites actifs.....	64
3.8	Comparaison de la quantité d'eau intégrée à la verticale et la quantité de glace intégrée à la verticale en fonction de l'inadaptation élastique LWP ( $\epsilon$ ) en présence et en absence de sites actifs. Les valeurs entre parenthèses représentent les maximums simulés pour chaque cas...	65
3.9	Contenu en eau liquide (g/m <sup>3</sup> ) en fonction de la température pour $\epsilon=1\%$ et $2\%$ .....	74
3.10	Variation de la quantité moyenne et maximale d'eau et de glace (g/m <sup>3</sup> ) ainsi que le total simulés en fonction de l'inadaptation élastique, en absence de sites actifs.....	79

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

$a = \alpha$	Alpha (proportion de sites actifs)
CCN	Noyau de condensation de nuage
$e = \varepsilon$	Épsilon (tension d'inadaptation élastique)
IWC	Contenu en glace (Ice Water Content)
IWP	Quantité de glace intégrée à la verticale (Ice water path)
Kh	Paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000)
LWC	Contenu en eau liquide (liquid water content)
LWP	Quantité d'eau liquide intégrée à la verticale (liquid water path)
LCM11	Modèle local du climat
Me	Paramétrage de Meyers et al., (1992)
$N_a$	Concentration des aérosols
NG	Concentration en nombre des noyaux glaçogènes
SHEBA	Surface Heat Budget of Arctic

## LISTE DES SYMBOLES

$C$	Facteur de Turnbull et Vonnegut ( $1.7 \cdot 10^{11} \text{ dyn cm}^{-2}$ )
$\sigma_{is}$	Tension entre l'interface solution-glace
$f(mis, x)$	Facteur de forme (Facteur de mouillabilité)
$m_{is}$	Cosinus de l'angle de contact
$M_w$	Masse moléculaire de l'eau
$L_{mef}$	Chaleur latente effective de fusion
$G$	Paramètre sans dimension;
$\varepsilon$	Tension d'inadaptation élastique
$\delta_i$	Sursaturation par rapport à la glace
$r_N$	Rayon de la fraction insoluble d'une particule d'aérosol
$k$	Constante de Boltzmann
$\Delta F_{act}$	Énergie d'activation d'une molécule d'eau de liquide à glace
$\Delta F_{gS}$	Énergie critique pour la formation d'un germe.
$\alpha$	Proportion de sites actifs
$h$	Constante de Planck
$N_c$	Surface unitaire du germe de glace
$c_{l,s}$	Concentration des molécules d'eau absorbée par $1 \text{ cm}^{-2}$ de surface
$r_g$	Rayon critique d'un germe de glace
$\rho_i$	Densité de la glace
$R$	Constante universelle des gaz
$N_{fr}$	Concentration du cristal
$R_{fr}$	Taux de nucléation du cristal
$P_{fr}$	Probabilité de congélation d'une goutte individuelle
$f(r_N)$	Spectre en taille des aérosols
$Z_s$	Facteur de Zeldovich

## RÉSUMÉ

Une incertitude majeure dans la prévision numérique du climat provient des difficultés de représenter convenablement les nuages en phase mixte qui jouent un rôle important dans le processus de formation des précipitations (Wallace et Hobbs, 1977). De nombreuses études ont montré qu'il est nécessaire pour une représentation adéquate des effets indirects des aérosols et des processus microphysiques au sein des nuages, d'utiliser un schéma complet de la microphysique qui inclut d'une manière détaillée la phase glace (Senior et Mitchell, 1993; Lohmann et Feichter, 1997). Blanchet et Girard (1995) ont montré que la modification des propriétés des nuages par les aérosols pourrait produire un forçage radiatif négatif de  $9\text{W/m}^2$  dans l'infrarouge en considérant dans leur étude l'impact que pourrait avoir les aérosols de nature anthropique sur la microphysique des nuages mixtes et glacés en Arctique. L'interaction des aérosols avec les nuages de phase mixte et glacée est peu étudiée et donc moins connue. La compréhension de ces nuages dépend du mode d'action des noyaux glaçogènes qui est très complexe (Cooper, 1980), des caractéristiques physiques et chimiques des substances qui peuvent recouvrir ces noyaux. De plus, les techniques de mesures existantes ne permettent pas de bien caractériser ce type de nuage (Bigg, 1990; Vali, 1991; Rogers, 1993; Pruppacher et Klett, 1997).

Dans ce travail de recherche, nous avons testé et évalué un nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace élaboré par Khvorostyanov et Curry (2000) avec le modèle local du climat (LCM11) et comparé au paramétrage existant de Meyers et al. (1992) et à ce qui a été observé pendant la campagne de mesure SHEBA (Surface Heat Budget of Arctic). Le modèle local du climat (LCM11) est doté d'un schéma de nuages glacés qui simule les interactions entre les aérosols et les nuages, la formation de cristaux de glace et les précipitations. Le nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace est fonction des caractéristiques des aérosols (paramètre de mouillabilité, sites actifs, tension d'inadaptation élastique). Il est à noter que le paramétrage de Meyers et al. (1992) est empirique, il est fonction soit de la température soit de la sursaturation par rapport à la glace dépendamment du mode de nucléation de la glace. La sensibilité du modèle local du climat (LCM11) a été étudiée en fonction des paramètres de la nouvelle théorie de Khvorostyanov et Curry (2000). Cette étude nous a permis de conclure que l'inadaptation élastique de 1 et 2% et les sites actifs sont des paramètres importants pour simuler de l'eau liquide et la glace dans des proportions raisonnables représentatives de l'Arctique. Les résultats des simulations ont montré aussi que la structure verticale de l'eau liquide, de la glace et de la température est bien représentée par Khvorostyanov et Curry (2000) contrairement à Meyers à condition de faire un choix judicieux des paramètres d'inadaptation élastique et de sites actifs. Cependant, le choix de ces paramètres dépend des propriétés physiques et de la composition chimique des aérosols présents dans la masse d'air qui requièrent encore d'autres mesures et vérifications. Il a été démontré que ce paramétrage peut donner de meilleurs résultats si le type de masse d'air est connu à l'avance ce qui suggère de valider le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) avec ses différents choix de combinaison de paramètre pour d'autres cas observés où la composition des aérosols présents est connue.

Il y a un gain associé à l'utilisation du paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) par rapport à celui de Meyers et al. (1992). Ce dernier peut représenter un cas particulier de la théorie de Khvorostyanov et Curry (2000). Mots clés : Nucléation; paramétrage de la glace.

## INTRODUCTION

À partir des années 70, l'intérêt de la communauté scientifique aux changements climatiques produits par les polluants (aérosols) existants dans l'atmosphère a augmenté. Ces polluants proviennent surtout de la combustion industrielle dans des latitudes moyennes (Radke et al, 1976; Barrie et Hoff, 1984; barrie et al., 1989). Selon (Shaw, 1982), la concentration des aérosols dans la basse troposphère en Arctique pendant la saison froide est équivalente à celle retrouvée dans les grandes villes industrielles. Selon Stonehouse (1986) et Barrie (1986), cette région est soumise à certains polluants anthropiques qui proviennent des latitudes moyennes de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie et sont injectés directement dans les régions froides et sèches. Le faible taux de précipitation dans l'air froid réduit la déposition humide des aérosols ce qui leur permet de parcourir de grandes distances et atteindre l'Arctique.

Les principaux aérosols qu'on retrouve en Arctique sont les sulfates, la suie et d'autres composés organiques. Ces derniers ont le pouvoir de modifier le bilan radiatif de la planète. Le réchauffement prévu dans l'Arctique peut provoquer d'une part une diminution de la surface de la couverture de neige et d'autre part la réduction de la surface et de l'épaisseur de la glace ce qui engendre une diminution de l'albédo de la surface et par conséquent l'augmentation du rayonnement solaire absorbé. Cet effet se traduit par l'augmentation de la température de l'atmosphère.

Dans l'atmosphère, ces aérosols peuvent agir comme des noyaux de condensation ou des noyaux glaçogènes, ce qui affecte considérablement la physique et la chimie des nuages qui joue un rôle important dans le bilan radiatif de la terre. En Arctique, l'effet des aérosols sur les nuages est plus prononcé dans le cas des nuages mixtes par rapport aux nuages en phase liquide (Lau et Wu, 2003). Lorsque des gouttelettes gèlent dans un nuage d'eau surfondu, ce

sont les cristaux qui se développent aux dépens des gouttelettes en raison de la pression de vapeur de saturation qui est inférieure au dessus de la glace qu'au dessus de l'eau (Bergeron, 1973).

Bien que les nuages soient des systèmes organisés qui couvrent des surfaces horizontales entre une dizaine et des millions de mètres carrés, leur évolution se passe en grande partie à l'échelle de l'hydrométéore. D'où l'importance de raffiner les schémas microphysiques dans nos modèles en tenant compte des propriétés des aérosols dans les paramétrages de la phase du nuage. De nombreuses études ont montré qu'il est nécessaire pour une représentation adéquate des effets indirects des aérosols et des processus microphysiques au sein des nuages, d'utiliser un schéma complet de la microphysique qui inclut d'une manière détaillée la phase glace (Senior et Mitchell, 1993; Lohmann et Feichter, 1997).

En général, la composition de la phase du nuage affecte le taux de formation de la précipitation et la durée de vie du nuage (Tremblay et al. 1996; Jiang et al. 2000). La compréhension de la phase mixte est importante pour les données, radar (Lohmeier et al., 1997), lidar (Young et al., 2000) et satellites (Schols et al., 1999). La phase glace intervient de façon primordiale dans la formation de la pluie sous nos latitudes et le manque de connaissance de ces nuages constitue une grande lacune dans la modélisation et la prévision (Gates, 1992). Par conséquent, il est important d'améliorer la représentation de la nucléation hétérogène de la glace dans les modèles pour mieux évaluer les effets indirects des aérosols sur les nuages, ce qui permettra d'estimer le forçage radiatif des nuages d'une manière adéquate. D'après Ghan et al. (1998), un changement d'un (1) ordre de grandeur dans la concentration des noyaux glaçogènes (NG) induit un changement de 70% dans le forçage radiatif net du nuage. Les chercheurs se sont penchés sur cette question et plusieurs paramétrages de la phase glace ont été élaborés et testés à l'aide de modèles numériques.

Dans un schéma microphysique, le paramétrage des mécanismes impliquant la phase glace doit être incorporé. Cependant, il pose plusieurs problèmes dont l'un des principaux est l'incertitude dans l'estimation de la concentration des cristaux de glace (NG). Les mécanismes de génération de la glace dans l'atmosphère se divisent en deux processus, les

processus primaires se rattachant à la nucléation solide homogène ou hétérogène et les processus secondaires, englobant tous les processus de multiplication des cristaux de glace. Les nuages arctiques sont des cas intéressants à analyser pour comprendre davantage la microphysique des nuages mixtes et glacés et leur impact sur le climat.

L'Arctique est une région très sensible au niveau des changements climatiques et une des plus difficile à simuler correctement. Cette région est importante pour la circulation de la moyenne latitude et pertinente pour la question des changements climatiques. Certaines caractéristiques particulières font de l'Arctique un important centre d'intérêt de la recherche climatologique. Les îles de l'Arctique sont complètement recouvertes de neige pendant plus de la moitié de l'année et la région comprend des glaciers de montagne, des calottes glaciaires et de vastes étendues de pergélisol. La majeure partie de l'année, les eaux de l'Arctique sont couvertes de glace de mer, l'étendue de glace de mer varie de 6 à 16 millions de km<sup>2</sup> en fonction de la saison. La surface occupée par la glace diminue en moyenne à raison de 900000 km<sup>2</sup>/année (Cavalieri et al., 2003). Cette diminution s'est accélérée depuis la fin des années 1990, en particulier pendant l'été (Stroeve et al., 2005).

La région connaît des variations d'ensoleillement extrêmes, puisqu'à différentes périodes de l'année, le soleil y brille 24 heures par jour ou la noirceur y est totale. En Arctique, il existe deux saisons principales, très inégales : 9 mois d'un long hiver sombre et glacial et 3 mois d'un bref été très frais. Le printemps et l'automne ne durent que quelques semaines. De plus, bien qu'une grande partie de l'Arctique soit essentiellement couverte de glace, de vastes étendues d'eau parviennent à se dégager au cours de l'été, faisant de l'Arctique une source importante d'humidité et de nuages.

Une autre caractéristique principale du climat Arctique est la présence d'inversions de température près de la surface. À cause de ces inversions, les sommets des nuages de bas niveaux sont souvent plus chauds que la surface au dessous, ce qui gêne la détection des nuages par les canaux infrarouges en télédétection passive (Curry et al., 1996).

La région Arctique se caractérise par une température moyenne négative, une faible humidité spécifique et une faible contribution du rayonnement solaire. Quant aux précipitations, selon Barry et Serreze (2000), le taux moyen annuel est de 250 mm/année. La fréquence des précipitations est élevée avec une faible intensité due au fait que l'air froid contient moins d'humidité. Durant la saison hivernale, la grande stabilité de l'air limite les changements verticaux dans l'atmosphère notamment à cause de la présence des inversions de température ce qui favorise la formation des nuages bas en particulier le stratus. Le principal mécanisme responsable de leur formation est le refroidissement radiatif que subit l'air transporté des latitudes moyennes vers l'Arctique (Curry et al., 1990).

Dans notre travail, nous allons tester un nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace élaboré par Khvorostyanov et Curry (2000) pour deux modes de la nucléation hétérogène de la glace, la nucléation par condensation-congélation et par déposition. Les résultats seront comparés à ceux obtenus avec le paramétrage existant de Meyers et al., (1992) à l'aide du modèle local du climat (LCM11). Le paramétrage développé par Khvorostyanov et Curry (2000) est à base théorique, il combine l'effet de la température et du rapport saturant en prenant en considération les propriétés des aérosols comme l'effet de la partie soluble de l'aérosol, la présence de sites actifs et la tension d'inadaptation élastique avec une possibilité de nucléation de la glace à sous-saturation par rapport à l'eau liquide dans leur paramétrage. Par contre, le paramétrage de Meyers et al. (1992) est empirique, il est en fonction de la température pour le mode de nucléation par congélation et fonction de la sursaturation par rapport à la glace pour le mode de déposition.

L'objectif à terme de ce travail de recherche est d'enrichir les modèles de prévision météorologique et climatique par le développement de nouveaux paramétrages plus représentatifs de la nucléation hétérogène de la glace dans les nuages glacés et mixtes.

Ce mémoire est divisé en trois chapitres. Le premier présente les notions de base qui faciliteront la compréhension de notre projet de recherche, nous parlerons du climat arctique et de son rôle important dans les changements climatiques, des propriétés des aérosols, et



nous aborderons la notion de la nucléation hétérogène de la glace et de ses différents modes. Les paramétrages présentés dans ce chapitre nous donneront une idée sur les travaux qui ont été réalisés dans ce domaine depuis la deuxième moitié du 20<sup>e</sup> siècle. Nous allons introduire la nouvelle théorie de la nucléation hétérogène de la glace et ses caractéristiques : la théorie de Khvorostyanov et Curry (2000).

Dans le deuxième chapitre, nous introduirons le modèle local du climat (LCM11) et quelques-unes de ses caractéristiques ainsi que les processus microphysiques pris en considération. Ceux-ci sont présentés sous forme d'organigramme pour mieux comprendre la physique qui en découle. La base de données utilisée est celle collectée pendant la campagne de mesure SHEBA (1997-1998). Par la suite, nous allons décrire la méthodologie élaborée qui nous a permis d'étudier la sensibilité du modèle local du climat aux paramètres introduits par la nouvelle théorie de la nucléation hétérogène de la glace et les caractéristiques des nuages dans la région Arctique.

Le troisième chapitre analyse et compare les résultats des simulations obtenus avec le paramétrage empirique de Meyers et al. (1992) et le paramétrage théorique de Khvorostyanov et Curry (2000). Dans cette partie, nous avons reproduit des profils verticaux de température, d'eau liquide et de glace avec les deux paramétrages et comparés avec ce qui a été observé pendant la campagne de mesure SHEBA.

La dernière section de ce mémoire est consacrée à la conclusion dans laquelle on parlera des principaux résultats obtenus lors de ce projet de recherche qui sert à souligner l'importance d'inclure les propriétés des aérosols dans le paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace et à déterminer s'il y a un gain associé à l'utilisation de la nouvelle théorie dans les modèles de prévision.

Nous terminerons la conclusion avec quelques suggestions qui pourront améliorer la qualité des paramétrages de la phase glace et mixte dans les modèles numériques.



## **CHAPITRE I**

### **Notions théoriques et nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace**

Ce chapitre nous permettra de présenter quelques particularités du climat Arctique et les caractéristiques des aérosols qui jouent un rôle important dans la nucléation de la glace.

Les différents mécanismes menant à la formation de la glace dans l'atmosphère sont expliqués dans ce chapitre. Cette entrée en matière nous permettra de présenter une revue des paramétrages existants de la nucléation hétérogène des cristaux de glace et de décrire la nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace utilisée et testée dans cette recherche.

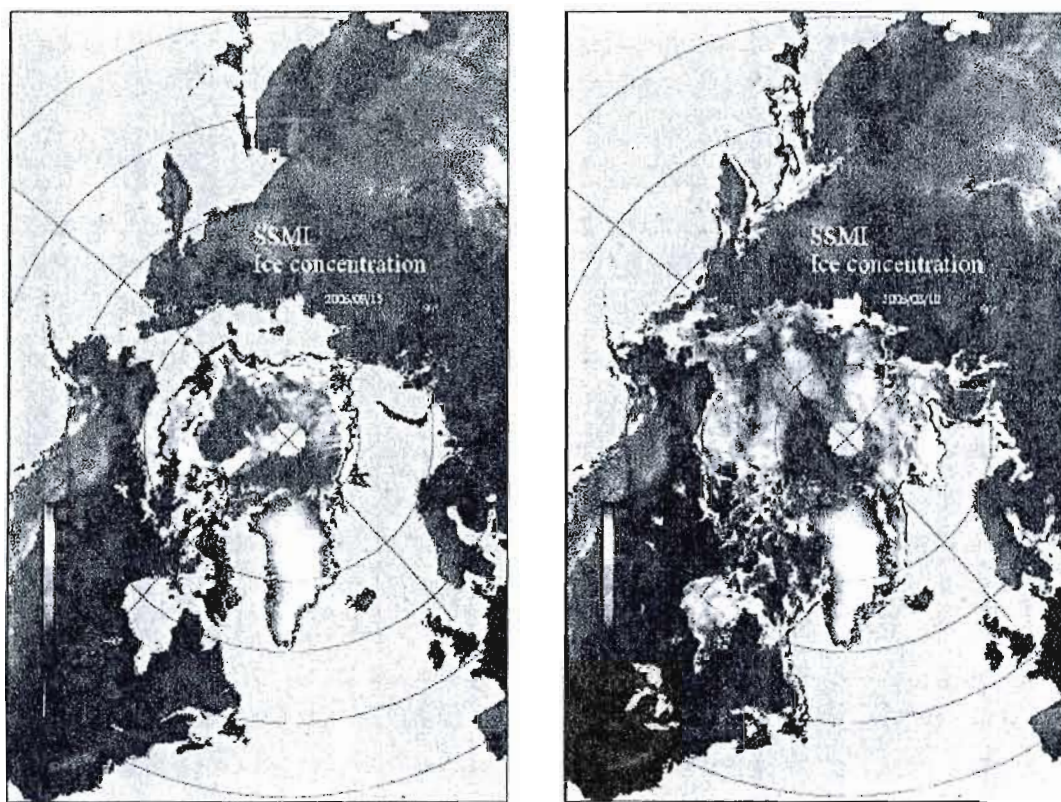
#### **1.1 Climat Arctique**

Certaines caractéristiques particulières font de l'Arctique un important centre d'intérêt de la recherche climatologique. Les îles de l'Arctique sont complètement recouvertes de neige pendant plus de la moitié de l'année et la région comprend des glaciers de montagne, des calottes glaciaires et de vastes étendues de pergélisol.

La majeure partie de l'année, les eaux de l'Arctique sont couvertes de glace de mer, l'étendue de glace de mer varie de 6 à 16 millions de  $\text{km}^2$  en fonction de la saison. La surface occupée par la glace diminue en moyenne à raison de  $900000 \text{ km}^2/\text{année}$  (Cavalieri et al., 2003). Cette diminution s'est accélérée depuis la fin des années 1990, en particulier l'été (Stroeve et al., 2005).

La région connaît des variations d'ensoleillement extrêmes, puisqu'à différentes périodes de l'année, le soleil y brille 24 heures par jour ou la noirceur y est totale. En Arctique, il existe deux saisons principales, très inégales : 9 mois d'un long hiver sombre et glacé et 3 mois d'un bref été très frais. Le printemps et l'automne ne durent que quelques semaines.

La figure 1.1 nous montre le pourcentage de surface occupée par la glace en Arctique en 2006. Le minimum est observé en septembre et le maximum au mois de mars.



*Pourcentage de surface occupée par les glaces en Arctique déduit du capteur satellite SSM/I : au moment du minimum (septembre) et du maximum (mars) en 2006.  
L'absence de glace au milieu de la banquise en septembre au Nord de l'Alaska est une polynie (trou d'eau libre entourée de glace).*

**Figure 1.1** Minimum et maximum de surface occupée par la glace en Arctique en 2006.  
(IFREMER, 2007).

De plus, bien qu'une grande partie de l'Arctique soit essentiellement couverte de glace, de vastes étendues d'eau parviennent à se dégager au cours de l'été, faisant de l'Arctique une source importante d'humidité et de nuages.

Une autre caractéristique principale du climat arctique est la présence d'inversions de température près de la surface. À cause de ces inversions, les sommets des nuages de bas niveaux sont souvent plus chauds que la surface au dessous, ce qui gêne la détection des nuages par les canaux infrarouges en télédétection passive d'après Curry et al. (1996).

La région arctique se caractérise par une température moyenne négative, une faible humidité spécifique et une faible contribution du rayonnement solaire. Durant la saison hivernale, la grande stabilité de l'air limite les changements verticaux dans l'atmosphère notamment à cause de la présence des inversions de température ce qui favorise la formation des nuages bas en particulier le stratus. L'Arctique est aussi caractérisé par la présence d'une panoplie d'aérosols qui proviennent des latitudes moyennes en raison d'une circulation atmosphérique favorable. Selon Shaw (1982), la concentration d'aérosols dans la basse troposphère en Arctique pendant la saison froide est quelquefois équivalente à celle retrouvée dans les grandes villes industrielles situées dans les latitudes moyennes de l'Amérique du nord et de l'Eurasie.

La circulation atmosphérique joue un rôle important dans le transport des polluants des latitudes moyennes vers la région de l'Arctique (Barrie, 1992), elle s'avère efficace pendant l'hiver et le printemps lorsque la masse d'air arctique se situe au-dessus des grands centres industriels (Barrie et Hoff, 1984).

Durant l'hiver, il y a un fort gradient latitudinal de pression dans l'hémisphère nord dû au renforcement de la zone barocline créé par le réchauffement différentiel entre le tropique du cancer et le pôle nord ce qui rend la circulation atmosphérique plus intense. La dépression centrée au dessus de la mer de Béring et celle de l'Islande et la position de l'anticyclone des Açores produisent une circulation atmosphérique qui fait que l'air remonte jusqu'en Arctique

à partir des latitudes moyennes. Selon Stonehouse (1986) et Barrie (1986), cette région est soumise à certains polluants anthropiques qui proviennent des latitudes moyennes de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie. Ces polluants sont injectés directement dans les régions froides et sèches. Le faible taux de précipitation, dans l'air froid, réduit la déposition humide des aérosols ce qui leur permet de parcourir de grandes distances et atteindre l'Arctique. Certains de ces polluants (aérosols) servent de noyaux de glaciation, ils jouent un rôle important dans la nucléation hétérogène de la glace (1.2.1).

## 1.2 Nucléation de la glace

Dans un schéma microphysique, le paramétrage des mécanismes impliquant la phase glace doit être incorporé. Cependant il pose plusieurs problèmes dont l'un des principaux est l'incertitude dans l'estimation de la concentration en cristaux de glace. Fletcher (1962-1969) formule une relation empirique en se basant sur des mesures de concentrations de noyaux glaçogènes en fonction de la température (1.3.1). Selon Meyers et al., (1992), la concentration des noyaux glaçogènes est fonction de la sursaturation par rapport à la glace pour le mode de déposition et est fonction de la température pour le mode de congélation (1.3.2). La difficulté majeure dans le développement des processus microphysiques est associée à l'incertitude sur les mécanismes par lesquels la glace peut se former et sur la façon dont ces mécanismes entrent en compétition dans l'atmosphère réelle.

Les mécanismes de formation de la glace dans l'atmosphère peuvent être séparés en processus primaires et secondaires, les processus primaires se rattachant à la nucléation solide homogène ou hétérogène et les processus secondaires, englobant tous les processus de multiplication des cristaux. Deux transitions de phases peuvent conduire à la formation primaire de la glace : la congélation d'une gouttelette liquide et la déposition directe de la vapeur. Plusieurs études (Demott et al., 1994; Stith et al., 1994) démontrent que le manque de connaissance dans le traitement des processus d'initialisation de la glace dans le nuage empêche de modéliser correctement la microphysique de celui-ci.

La nucléation est un processus de changement de phase par lequel la matière acquiert un plus grand ordre moléculaire. Ainsi la formation d'une gouttelette d'eau de nuage à partir de la vapeur d'eau est un processus de nucléation. Similairement, le gel d'une gouttelette et la formation d'un cristal à partir de la vapeur d'eau sont des processus de nucléation possibles dans l'atmosphère. La nucléation homogène se produit simplement à partir de l'eau pure, mais à des températures inférieures à  $-36^{\circ}\text{C}$  (congélation spontanée), en absence de particules étrangères susceptibles d'agir comme noyau (Vali, 1991).

Plus les noyaux glaçogènes sont rares, plus il faut abaisser la température des gouttes pour faire cesser leur surfusion, à tel point que l'eau totalement dépourvue de noyaux glaçogènes ne se congèle spontanément que vers  $-36^{\circ}\text{C}$  (nucléation homogène) dans les nuages élevés. En présence de noyaux glaçogènes (certains aérosols), la nucléation s'effectue rapidement et à des températures plus élevées que dans le cas de la nucléation homogène. Les noyaux glaçogènes réduisent l'énergie nécessaire à la formation d'embryons de glace viables ce qui amorce la formation des cristaux de glace à des températures supérieures (ou à des sursaturations inférieures) à celle de la nucléation homogène.

### 1.2.1 Les aérosols

Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'air dont la taille peut varier de quelques centièmes de microns jusqu'à quelques dizaines de microns. Les aérosols servent de noyaux de condensation ou de glaciation (glaçogènes). On distingue deux types d'aérosols, des aérosols primaires et secondaires (anthropiques).

On parle d'aérosols primaires s'ils sont produits à la source. Selon Seinfeld et Pandis (1998), les sources naturelles de polluants proviennent des sols nus, des feux de forêts, du sel de mer et des volcans. Le sel de mer et la suie sont de bons exemples, ils ne changent pas de composition chimique entre la source et le point d'observation.



Les aérosols secondaires résultent de la transformation chimique ayant eu lieu après l'émission de la substance primaire. Ils résultent de la combustion des fossiles, des rejets industriels etc. La répartition des aérosols est caractérisée par une grande variabilité spatiale et temporelle. Cela est principalement attribuable à leur temps de séjour dans l'atmosphère qui varie selon la taille de la particule entre quelques secondes à 10 jours pour les particules se trouvant dans les basses couches et jusqu'à 100 jours pour les particules présentes à la tropopause. Les particules dont la taille varie entre 0.1 et 1  $\mu\text{m}$  possèdent un temps de séjour relativement élevé (Pruppacher et Klett, 1997) et 80% de la masse de ces aérosols sont confinés dans les premiers kilomètres de l'atmosphère (Pruppacher et Klett, 1997).

En Arctique, durant l'hiver, les aérosols sont constitués de sulfate dans une proportion de 40 à 80% (Ranh et haidam, 1981; Bodhaine et al. 1984; Sirois et barrie, 1999). Le dioxyde de soufre  $\text{SO}_2$  émis par les volcans est un bon exemple, il peut être oxydé dans l'atmosphère pour former divers composé de sulfates comme l'acide sulfurique  $\text{H}_2\text{SO}_4$  et le sulfate d'ammonium  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ .

### 1.2.2 Rôle des aérosols dans la formation des nuages

Par leurs propriétés physiques et chimiques, certains aérosols sont de bons noyaux de condensation, d'autres peuvent servir de noyaux de glaciation. Les noyaux de condensation peuvent être divisés en noyaux insolubles hydrophiles et noyaux solubles.

Les noyaux insolubles mais mouillables par l'eau sont des particules solides qui ne se dissolvent pas, ils se recouvrent d'une pellicule liquide qui facilite la condensation. Lorsqu'il y a condensation sur une surface insoluble, l'eau liquide fait un angle  $\theta$  avec le solide (figure 1.3) qui dépend de l'affinité de l'eau pour le solide considéré. L'eau mouille le solide s'il est hydrophile et l'angle de contact  $\theta$  tend alors vers 0. Le chlorure de sodium ( $\text{NaCl}$ ), l'acide

nitrique, l'acide sulfurique sont de bons noyaux de condensation (Pruppacher et Klett, 1978; Seinfeld, 1986) et de mauvais noyaux glaçogènes à cause de leur solubilité et de leur structure moléculaire éloignée de celle de la glace. Si le solide est hydrophobe la goutte tend à éviter le contact avec le solide et l'angle tend vers  $90^\circ$ . Les particules de sol sont généralement hydrophobes (Rogers, 1989), elles ont peu ou pas d'affinité avec l'eau, la sursaturation nécessaire pour condenser de la vapeur d'eau sur ces particules de sol est par conséquent très élevée, elles constituent donc de mauvais noyaux de condensation.

Les noyaux solubles dans l'eau (hygroscopiques) sont constitués, au moins en partie, de substances solubles dans l'eau, il en résulte une diminution de la tension d'équilibre de la vapeur d'eau. Puisque la tension de vapeur à saturation au-dessus de la surface d'une solution est plus faible qu'au-dessus de l'eau pure, ces noyaux facilitent la condensation (Young, 1994). Le sulfate d'ammonium, le nitrate d'ammonium, le chlorure de sodium et le chlorure de potassium sont d'excellents noyaux de condensation (Pruppacher et Klett, 1997). Par contre ils représentent de mauvais noyaux glaçogènes en raison soit de leur grande solubilité ou de leur structure moléculaire éloignée de celle de la glace. Les aérosols d'acide sulfurique sont de bons noyaux de condensation (Curry et al, 1996).

Les noyaux glaçogènes (NG) désignent tous les types de noyaux, quel que soit le mode de leur nucléation (1.2.3). D'un diamètre de l'ordre de 0,1 à 10  $\mu\text{m}$ , ils se distinguent des noyaux de condensation par leur structure moléculaire qui s'apparente généralement davantage à celle de la glace.

Les noyaux glaçogènes permettent de réduire l'énergie nécessaire à la formation des cristaux de glace à des températures supérieures à celle du gel homogène des gouttelettes d'eau (équation 1.2). Les meilleurs noyaux glaçogènes proviennent des particules de sol ou de composants organiques qui sont transportés par le vent (Rahn, 1981; Szymer, 1994; Szymer et Zawadski, 1997). Les particules de suie peuvent devenir de bons noyaux glaçogènes (Gorbounov et al., 2001). En effet les espèces chimiques qui couvrent la surface

de la suie peuvent favoriser la nucléation de la glace en formant des liens avec les molécules d'eau. L'argile, ainsi que certains minéraux de poussière mélangés avec des sulfates sont d'excellents noyaux glaçogènes (Zuberi et al., 2002) et (Hung et al., 2003). Les aérosols d'acide sulfurique constituent de très mauvais noyaux glaçogènes en raison de leur propriété hygroscopique (Pruppacher et Klett, 1978). Ces aérosols peuvent affecter la nucléation homogène de la glace en abaissant la température du gel homogène dépendamment de la concentration d'acide sulfurique (Bertram, 1996).

En Arctique, l'effet des aérosols sur les nuages est plus prononcé dans le cas des nuages mixtes par rapport aux nuages en phase liquide (Lau et Wu, 2003). En effet dans un nuage où coexistent cristaux de glace et gouttelettes d'eau surfondue, il se produit une diffusion de la vapeur d'eau vers le cristal de glace qui se développe par cristallisation directe de la vapeur d'eau. Il y a évaporation de la gouttelette au profit du cristal qui grossit jusqu'au moment de sa chute en raison de la pression de vapeur de saturation qui est inférieure au dessus de la glace qu'au dessus de l'eau (Bergeron, 1973). Ce qui mène à la glaciation du nuage d'eau surfondu, ce dernier a une durée de vie plus courte que les nuages chauds à cause de la formation des précipitations qui est plus efficace dans les nuages glacés.

L'analyse des prélèvements effectués au sein des nuages montre que la concentration de cristaux de glace est supérieure à celle des noyaux de congélation (Rangno et Hobbs, 1991). La mesure de la concentration des cristaux de glace dans les nuages ont révélé que dans certains cas, les cristaux sont présents en concentration de plusieurs ordres de grandeurs plus importante que la concentration en noyaux glaçogènes (Radke et al., 1976; Curry, 1994). Plusieurs théories ont été proposées pour expliquer cette disproportion. En effet, le nombre de cristaux de glace peut augmenter indépendamment de l'action des noyaux glaçogènes par les mécanismes de la multiplication de la glace (mécanismes de génération secondaire de glace), ceux qui sont considérés les plus importants sont : 1) la congélation des gouttes d'eau surfondues au contact d'une particule de glace. 2) la fragmentation des grosses gouttes surfondues pendant la congélation et la fracture mécanique de certains cristaux fragiles lors de choc avec d'autres particules liquides ou solides. Lors de travaux réalisés en laboratoire,

Swanson et al. (1998) ont montré que les cristaux qui tombent dans une couche sous-saturée peuvent se fracturer pendant le processus de sublimation. Ce qui indique que la concentration n'est pas uniforme dans l'atmosphère.

### 1.2.3 Modes de la nucléation hétérogène

La condensation de la vapeur d'eau en fines gouttelettes se réalise sur des noyaux de condensation, la surfusion ne cesse que par l'action des noyaux glaçogènes qui provoquent la congélation de certaines gouttelettes qui vont donner des cristaux de glace. Dans l'atmosphère la nucléation hétérogène des cristaux se produit soit par la condensation suivi de la congélation ou encore par déposition de vapeur d'eau sur un noyau glaçogène. Ils existent quatre mécanismes importants de la nucléation hétérogène, un mode par déposition et trois par gel de l'eau. La figure (1.2) illustre les différents modes de la nucléation de la glace.

Les particules de glace peuvent se former directement par déposition à partir de la vapeur d'eau à condition que l'air soit sursaturé par rapport à la glace et que la température soit suffisamment basse. Dans ce cas il n'y a pas de phase liquide intermédiaire (Vali, 1985b). Dans le cas de la nucléation de la glace par congélation, les molécules d'eau dans la gouttelette se fixent sur la surface du corps étranger pour former un embryon de structure moléculaire proche de celle de la glace, pouvant grossir et provoquer la congélation de toute la gouttelette. Le processus de nucléation de la glace par congélation (figure 1.2) se produit plus fréquemment par le mode de nucléation par contact lorsque le noyau glaçogènes rentre en collision avec une goutte d'eau sursaturée et provoque sa congélation. Si l'eau liquide se forme sur la surface du noyau glaçogènes avant que le processus de nucléation par congélation prenne place et si le liquide a existé pour quelque temps sur la surface du noyau avant que la nucléation par congélation commence, le processus est considéré comme

immersion\_congélation. Le dernier mode de nucléation par congélation est le mode condensation-congélation. Ce mode est différent des autres. En effet, dans ce cas, la nucléation est similaire à la déposition sauf qu'au lieu qu'il y ait passage de vapeur d'eau à la glace directement, on a un passage de la vapeur d'eau à eau liquide à glace.

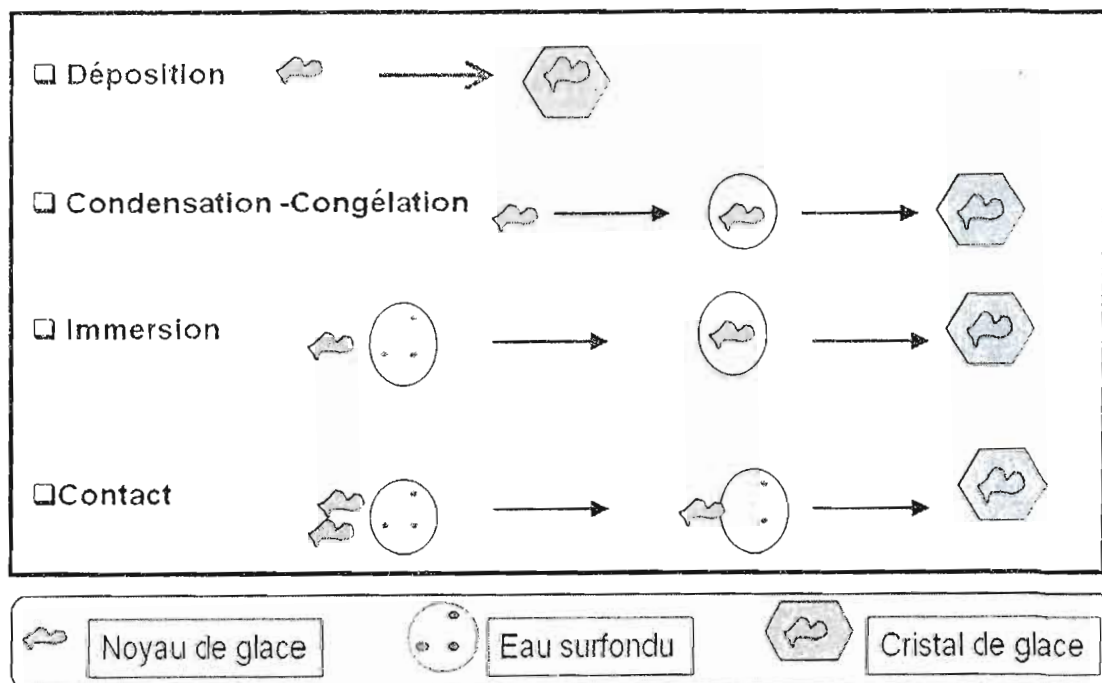


Figure 1.2 Modes de la nucléation hétérogène.

### 1.3 Paramétrage de la glace dans les modèles numériques

De nombreuses études ont montré qu'il est nécessaire pour une représentation adéquate des effets indirects des aérosols et des processus microphysiques au sein des nuages, d'utiliser un schéma complet de la microphysique qui inclut d'une manière détaillée la phase glace (Senior et Mitchell, 1993; Lohmann et Feichter, 1997). Blanchet et Girard (1995) ont montré que la modification des propriétés des nuages par les aérosols pourrait produire un forçage radiatif négatif de  $9 \text{ W/m}^2$  dans l'infrarouge en considérant dans leur étude l'impact que pourrait avoir les aérosols de nature anthropique sur la microphysique des nuages mixtes et glacés en Arctique. L'interaction des aérosols avec les nuages de phase mixte et glacé est peu étudiée et donc moins connue. La compréhension de ces nuages dépend du mode d'action des noyaux glaçogènes qui est plus complexe que celui des noyaux de condensation (Cooper, 1980), des caractéristiques physiques et chimiques des substances qui peuvent recouvrir ces noyaux. De plus, les techniques de mesures existantes ne permettent pas de bien caractériser ce type de nuage (Bigg, 1990; Vali, 1991; Rogers, 1993; Pruppacher et Klett, 1997). La nucléation de la glace dans l'atmosphère joue un rôle important dans le processus de formation des précipitations (Wallace et Hobbs, 1977).

En général, la composition de la phase du nuage affecte le taux de formation de la précipitation et la durée de vie du nuage (Tremblay et al. 1996; Jiang et al. 2000). La compréhension de la phase mixte est importante pour les données, radar (Lohmeier et al. 1997), lidar (Young et al. 2000) et satellites (Schols et al. 1999). Les processus microphysiques mis en jeu ne sont pas toujours décrits de manière satisfaisante à cause d'un manque de connaissance. Une lacune importante dans notre compréhension de la microphysique porte notamment sur la formation des cristaux de glace. Les nuages arctiques sont d'excellents cas à analyser pour comprendre davantage la microphysique des nuages mixtes et glacés et leur impact sur le climat. Le manque de connaissance de ces nuages constitue une grande lacune dans la modélisation et la prévision (Gates, 1992). Par conséquent, il est important d'améliorer la représentation de la nucléation hétérogène de la glace dans les modèles pour mieux évaluer les effets indirects des aérosols sur les nuages, ce

qui permettra d'estimer le forçage radiatif des nuages d'une manière adéquate. D'après Ghan et al. (1998), un changement d'un (1) ordre de grandeur dans la concentration des noyaux glaçogènes (NG) induit un changement de 70% dans le forçage radiatif net du nuage. Les chercheurs se sont intéressés à cette question, ils ont développé et testé plusieurs paramétrages de la phase glace à l'aide de modèles numériques dans le but d'améliorer la représentation et la compréhension de cette phase. Les paramétrages ci-dessous nous donneront une idée sur les travaux qui ont été réalisés dans ce domaine depuis la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle.

### 1.3.1 Théorie de Fletcher

Fletcher (1962-1969) a formulé la théorie classique de la nucléation hétérogène de la glace pour les modes de congélation et de déposition et la concentration des noyaux glaçogènes a été paramétrée en fonction de la température  $NG(T)$ . La dépendance de la concentration des noyaux glaçogènes de la température est la plus souvent utilisée. Fletcher formule une relation empirique en se basant sur des mesures de concentrations de noyaux glaçogènes en fonction de la température. C'est une relation qui prévoit que la concentration des noyaux glaçogènes augmente exponentiellement avec le degré de la surfusion  $\Delta T = 273,15K - T$ .  $T$  étant la température.

La concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la température est donnée par l'équation (1.1).

$$NG(\Delta T) = N_0 \exp(\beta \Delta T) \quad (1.1)$$

Les valeurs typiques des paramètres sont :  $\beta = 0,6 \text{ deg}^{-1}$  et  $N_0 = 10^{-5} \text{ litre}^{-1}$

Le taux de nucléation par particule [ $s^{-1}$ ] pour le mode de congélation est donné par l'équation (1.2) ci-dessous (Fletcher, 1962; Pruppacher et al., 1997).

$$J_{sf}(T, r_N) = \frac{kT}{h} Z_s N_c \Omega_{gs} c_{ls} 4\pi r_N^2 \exp \left[ -\frac{\Delta F_{act}}{kT} - \frac{\Delta F_{gs}}{kT} \right] \quad (1.2)$$

k et h sont les constantes de Boltzmann et Planck,  $Z_s$  est le facteur de Zeldovich,  $N_c$  est le nombre de molécules d'eau en contact avec une surface unitaire du germe de glace,  $\Delta F_{act}$  est l'énergie d'activation de la transition d'une molécule d'eau de liquide à glace dans l'interface solution-glace,  $\Delta F_{gs}$  est l'énergie critique pour la formation d'un germe de glace,  $r_N$  est le rayon de la fraction insoluble d'une particule d'aérosol (IN), et  $c_{l,s}=10^{15} \text{ cm}^{-2}$  est la concentration des molécules d'eau absorbées par une surface de  $1 \text{ cm}^2$ . D'après Pruppacher et Klett (1997) (p.342),  $Z_s N_c \Omega_{gs} \sim 1$ ,  $\Delta F_{act}$  est l'énergie d'activation de la transition d'une molécule d'eau de liquide à glace.

Le taux de nucléation pour le mode de déposition (Fletcher, 1962 ; Young, 1993 ; Pruppacher et Klett, 1997) est donné par l'équation (1.3) :

$$J'_{s,dep}(r_N, T) = \frac{4\pi r_N^2 r_g^2 Z_s e}{(2\pi m_w kT)^{1/2}} c_{l,s} \exp \left[ -\Delta F_{gs} / kT \right] \quad (1.3)$$

Où  $e$  est la pression de vapeur,  $m_w$  est la masse moléculaire de l'eau,  $c_{l,s}$  concentration des molécules de vapeur. L'expression avant l'exponentiel est appelé le coefficient cinétique  $= 10^{26} * r_N^2 \text{ cm}^{-2}$  (Fletcher, 1962).



Gourbonov (2001) compare des données qu'il a obtenues expérimentalement avec celles obtenues théoriquement avec les équations de Fletcher(1962) et conclut que l'application de la relation empirique de Fletcher n'est pas recommandée dans la basse troposphère. D'autres chercheurs tel que Karcher (1998) partagent cet avis. Les études de Meyers et al. (1992) ont montré que la théorie de Fletcher prévoit une concentration de noyaux glaçogènes NG plus petite de 1 à 2 ordres de grandeur par rapport à la concentration de cristaux de glace observée pour  $-5^{\circ}\text{C} < T < -25^{\circ}\text{C}$ . Pour cet intervalle de température la théorie de Fletcher sous-estime la concentration des cristaux de glace observée. Pour  $T < -40^{\circ}\text{C}$ , la concentration de noyaux glaçogènes (NG) est de 3 à 5 ordres de grandeurs plus grandes que la concentration des cristaux de glace observée (la relation empirique de Fletcher surestime la concentration des cristaux de glace observés).

Une relation empirique de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la sursaturation a été développée pour remédier à ce problème (Huffman, 1973; Meyers et al., 1992). Les équations (1.4) et (1.5) sont les paramétrages de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la sursaturation par rapport à la glace de Huffman (1973) et de Meyers et al., (1992) respectivement.

L'équation (1.4) est le paramétrage de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la sursaturation par rapport à la glace (Huffman, 1973).

$$NG(\delta_i) = C_S * \delta_i^b \quad (1.4)$$

$\delta_i$  est la sursaturation par rapport à la glace,  $b$  est une constante qui varie entre 3 et 8 et NG est nombre de noyaux glaçogènes par litre.

L'équation (1.5) est le paramétrage de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la sursaturation par rapport à la glace (Meyers et al., 1992).

$$NG(\delta_i) = \exp[a+b*(100*\delta_i)] \quad (1.5)$$

a et b sont des constantes :  $a = -0,639$  et  $b = 0,1296$ .

Certains chercheurs ont proposé des formules qui décrivent la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la température et de la sursaturation en même temps à l'aide de données expérimentales (Berezinsky et Stepanov, 1986; Cotton et al., 1986). Pruppacher et al. (1997) et Young (1993) ont paramétré la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la sursaturation par rapport à l'eau et à la glace NG ( $\delta_w$ ,  $\delta_i$ ). Dans la suite du mémoire, nous porterons notre attention davantage sur le paramétrage de Meyers et al. (1992) car il est très utilisé dans les modèles de prévision et du climat dans le monde.

### 1.3.2 Paramétrage de Meyers et al. (1992)

Le paramétrage de Meyers et al. (1992) est un paramétrage empirique basé sur des observations prises dans deux sites de mesures différents. La concentration des noyaux glaçogènes a été paramétrée en fonction de la sursaturation par rapport à la glace pour le mode de déposition (1.5) et en fonction de la température pour le mode de congélation (1.6).

$$NG(\delta_i) = \exp[a+b*(100*\delta_i)] \quad (1.5)$$

$$a = -0,639 \text{ et } b = 0,1296$$

$$NG(T) = \exp[a+b*(T-T_0)] \quad (1.6)$$

$$a = -2,8, b = 0,268 \text{ et } T_0 = 273K.$$

Pour le paramétrage de Meyers, il existe une bonne corrélation entre la concentration des noyaux glaçogènes (NG) et la sursaturation par rapport à la glace ( $\delta_i$ ), le coefficient de

corrélation est de 82% mais une faible corrélation entre la concentration des noyaux glaçogènes (NG) et la température  $T$ , le coefficient de corrélation est de seulement 52% (Gultepe, 2000). D'après DeMott et al. (1994), une grande variation de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la température indique que la concentration des noyaux glaçogènes (NG) est fonction des caractéristiques des aérosols. D'où l'importance d'utiliser un paramétrage théorique qui puisse prendre en considération les caractéristiques des aérosols et combiner l'effet de la température et de la sursaturation pour mieux représenter la concentration des noyaux glaçogènes dans les modèles.

### 1.3.3 Paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000)

Dans toutes les formulations classiques de la nucléation hétérogène des cristaux de glace, les effets de la température et de la sursaturation restent indépendants et la nucléation des cristaux de glace par congélation doit se produire uniquement à sursaturation par rapport à la glace. De plus dans sa théorie, Fletcher (1962-1969) considère que les aérosols qui servent de noyaux glaçogènes sont complètement insolubles. Or, dans l'atmosphère réelle les noyaux glaçogènes (certains aérosols) sont composés habituellement d'une partie soluble et d'une partie insoluble (Young, 1993; Chen, 1998; Khvorostyanov et Curry, 2000).

Khvorostyanov et Curry (2000) ont développé une nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace en combinant l'effet de la température et du rapport saturant en prenant en considération les propriétés des aérosols (1.3.4) comme l'effet de la partie soluble de l'aérosol, la présence de sites actifs et la tension d'inadaptation élastique avec une possibilité de nucléation à sous-saturation par rapport à l'eau liquide dans leur paramétrage.

## 1. Modes de congélation

Le taux de formation du germe de glace dans des gouttes d'eau surfondue ou solution par unité de temps par particule  $J_{s,fr} [s^{-1}]$ , peut être calculé suivant (Fletcher, 1962; Pruppacher et al., 1997) l'équation (1.2).

$$J_{s,fr}(T, r_N) = \frac{kT}{h} Z_s N_c \Omega_{gs} c_{ls} 4\pi r_N^2 \exp\left[-\frac{\Delta F_{act}}{kT} - \frac{\Delta F_{gs}}{kT}\right] \quad (1.2)$$

Pour la définition des termes de l'équation (1.2), voir la partie (1.3.1).

La nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace utilise l'équation classique de Fletcher (1962) et innove en apportant une modification dans l'énergie d'activation du germe de glace  $\Delta F_{gs}$  (équation 1.7) afin de tenir compte des gouttelettes de solution.

$$\Delta F_{gs} = \frac{4}{3} \pi \sigma_{is} r_g^2 f(m_{is}, x) \quad (1.7)$$

Où  $f(m_{is}, x)$  est le facteur de forme dû à la géométrie de la particule d'aérosol de rayon  $r_N$  et  $x = r_N/r_g$ . Le terme  $m_{is} = \cos\theta_{is} = [(\sigma_{Ns}-\sigma_{Ni})/\sigma_{is}]$  (équation a) est le cosinus de l'angle de contact ou le paramètre de mouillabilité à l'interface solution-glace.

L'expression de  $f(m_{is}, x)$  est définie par Fletcher (1962) par un polynôme de troisième degré en fonction de  $x$  et de  $m_{is}$  (non présenté ici pour ne pas encombrer le texte avec des équations mathématiques).

Le rayon critique du germe de glace est donné par l'équation (1.8).

$$r_g = \frac{2\sigma_{is}}{\rho_i L_m^{ef}(T) \left[ \ln\left(\frac{T_0}{T}\right) S_w^G \right] - C\varepsilon^2} \quad (1.8)$$

On a introduit un nouveau paramètre sans dimension G (équation 1.9).

$$G(T) = RT/M_w L_m^{ef}(T) \quad (1.9)$$

Ici  $L_m$  est la chaleur latente de fusion,  $\rho_i$  et  $\rho_w$  les densités de la glace et de l'eau respectivement,  $\sigma_{is}$  est la tension de surface dans l'interface solution-glace,  $M_w$  est le poids moléculaire de l'eau,  $R$  est la constante universelle des gaz.

En combinant les équations (1.7) et (1.8), on obtient l'expression de  $\Delta F_{gs}$  en absence de sites actifs (équation 1.10).

$$\Delta F_{gs} = \frac{4}{3} \pi \sigma_{is} r_g^2 f(m_{is}, x) = \frac{(16 \pi / 3) \sigma_{is}^3 f(m_{is}, x)}{\left[ \rho_i L_m^{ef} \ln\left(\frac{T_0}{T}\right) S_w^G - C\varepsilon^2 \right]^2} \quad (1.10)$$

Dans l'équation de l'énergie d'activation d'un germe de glace  $\Delta F_{gs}$  (1.10), les termes  $S_w$  (saturation par rapport à l'eau) et la tension d'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) produite dans

l'embryon de glace par le substrat insoluble et la constante (C) estimée par Turnbull et Vonnegut (1952) à  $1.7 \times 10^{11}$  dyn cm<sup>-2</sup> ont été introduits dans l'équation.

Suivant l'équation (1.10), l'énergie d'activation du germe de glace  $\Delta F_{gs}$  est proportionnelle à la tension d'inadaptation élastique c'est-à-dire, plus l'inadaptation élastique est petite, plus l'énergie nécessaire à l'activation d'un germe de glace est petite, ce qui favorisera la nucléation.

Si le substrat insoluble est complètement mouillable, alors  $\theta=0$ ,  $m_{is}=1$  et  $f(m_{is}, x) = 0$ , ce qui donnera une énergie critique  $\Delta F_{gs}=0$ . Si le substrat est complètement non mouillable, alors  $\theta=180^\circ$ ,  $m_{is}=-1$ ,  $f(m_{is}, x) = 1$ ,  $\varepsilon = 0$  et l'équation (1.9) se transformera en énergie de la nucléation homogène de la glace qui est un cas particulier de la nucléation hétérogène de la glace (Sassen, 1998).

Comme le rayon critique du germe de glace  $r_g$  doit être positif, de l'équation (1.8) on a la condition suivante :

$$(T_0/T) \cdot S_w^G \geq \exp[C\varepsilon^2/(\rho_i L_m^{cf})]$$

Qui nous impose une condition de seuil minimum de saturation  $S_{w,th}$  pour la nucléation hétérogène de la glace.

$$S_{w,th} = [(T/T_0) \exp(C\varepsilon^2/L_m^{cf})]^{1/G} \quad (1.11)$$

Qui dans le cas  $\varepsilon = 0$  est la même équation pour la nucléation homogène.

$$S_{w,th} = (T/T_0)^{1/G} \quad (1.12)$$

La nouvelle théorie unifie et généralise deux cas de la théorie classique de la nucléation de la glace. La nucléation de la glace par congélation de l'eau et la nucléation de la glace à partir de la vapeur d'eau et impose une condition de seuil minimum  $S_{w,th}$  pour la nucléation hétérogène de la glace.

Pour le mode de condensation-congélation, la concentration du cristal  $N_{fr}$  (équation 1.13) et le taux de nucléation du cristal  $dN_{fr}/dt = R_{fr}$  ( $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ ) (équation 1.15) peuvent être obtenus en intégrant la probabilité de congélation  $P_{fr}$  d'une goutte individuelle à travers le spectre de taille des aérosols  $f(r_N)$  normalisé par la concentration d'aérosol  $N_a$  donnée par l'équation (1.14)

$$N_{fr}(t) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} P_{fr}(r_N, t) f(r_N) dr_N \quad (1.13)$$

$$P_{fr}(r_N, t) = 1 - \exp\left(-\int_0^{\infty} J'_{s, fr}(t') dt'\right) \quad (1.14)$$

$$R_{fr} = dN_{fr} / dt \quad (1.15)$$

## 2. Mode de déposition

Le taux de nucléation pour le mode de déposition (Fletcher, 1962 ; Young, 1993 ; Pruppacher et Klett, 1997) est donné par l'équation (1.3).

$$J'_{s,dep}(r_N, T) = \frac{4\pi r_N^2 r_g^2 Z_S e}{(2\pi m_w kT)^{1/2}} c_{1,s} \exp\left[-\Delta F_{g,S}/kT\right] \quad (1.3)$$

Pour la définition des termes de l'équation (1.3), se référer à la section (1.3.1).

L'énergie d'activation d'un germe de glace pour le mode de déposition est donnée par l'équation (1.16) ci-dessous.

$$\Delta F_{g,S} = \frac{4\pi}{3} \sigma_{iv} r_g^2 f(m_{iv}, x) = \frac{(16\pi/3) \sigma_{iv}^3 f(m_{iv}, x)}{\left[R_v T \ln S_i - C\varepsilon^2\right]^2} \quad (1.16)$$

$f(m_{iv}, x)$  est le facteur de forme dû à la forme géométrique de la particule d'aérosol de rayon  $r_N$  et  $x = r_N/r_g$ . Le terme  $m_{iv}$  est le paramètre de mouillabilité à l'interface vapeur-glace.

Le calcul de la concentration de noyaux glaçogènes formés par déposition se fait de la même manière que le mode de congélation (voir les équations 1.13 à 1.15).

### 3. Présence de sites actifs

L'expression de  $\Delta F_{g,S}$  pour la nucléation par congélation ou déposition peut être généralisée suivant Fletcher (1969) en considérant la présence de sites actifs avec la surface relative ( $\alpha$ ).



$$\Delta F_{gs} = \frac{4}{3} \pi \sigma_{is} r_g^2 f(m_{is}, x) - \alpha r_N^2 (1 - m_{is}) \quad (1.17)$$

La théorie de la nucléation hétérogène de Khvorostyanov et Curry (2000) décrite ci-dessus est à base théorique, elle explique les dépendances de la nucléation de la glace de la température et de la sursaturation et permet la formation du cristal par condensation congélation à sous saturation par rapport à l'eau liquide. Cependant, les propriétés des aérosols (1.3.4) intégrés dans cette théorie requièrent encore d'autres mesures et vérifications.

#### 1.3.4 Propriétés des aérosols

Les propriétés des aérosols jouent un rôle important dans la formation de la glace. Voici quelques unes prise en compte dans la nouvelle théorie de la nucléation de la glace de Khvorostyanov et Curry (2000).

##### 1. Tension d'inadaptation élastique

La tension d'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) est la tension exercée dans l'embryon par la partie insoluble de l'aérosol (équation 1.8). Si la partie insoluble de l'aérosol satisfait à la condition d'épitaxie c'est-à-dire elle a une structure hexagonale avec des propriétés proches de celles de glace, alors  $\epsilon = 1$  à 5% (Fletcher, 1962; Young, 1993). Pour Turnbull et al., (1952), l'inadaptation élastique  $\epsilon$  varie entre 0 et 8%. Si la structure de la partie insoluble est non similaire à celle de la glace alors la structure du germe n'est pas appropriée et l'inadaptation élastique  $\epsilon = 0$ .

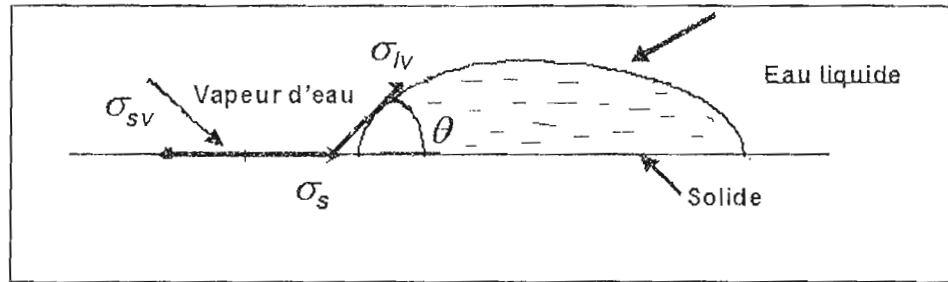
## 2. Paramètre de mouillabilité

Lorsqu'une goutte de liquide est déposée sur une surface solide plane, l'angle entre la tangente à la goutte au point de contact et la surface solide est appelé angle de contact ( $\theta$ ) (figure 1.3). Le cosinus de l'angle de contact est appelé le paramètre de mouillabilité à l'interface solution-glace  $m_{is}$  (équation a).

En général, l'angle de contact dépend de l'affinité de l'aérosol avec l'eau. Par définition, une goutte d'un liquide qui ne mouille pas fait un angle de contact supérieur à  $90^\circ$ . À l'inverse, une goutte d'un liquide qui mouille fait un angle inférieur à  $90^\circ$ .

Un aérosol hydrophile est un aérosol qui a une affinité avec l'eau et son angle de contact  $\theta$  est petit (voir partie 1.2.2). À l'inverse, un aérosol hydrophobe est un aérosol qui n'a pas d'affinité avec l'eau et par conséquent l'angle de contact  $\theta$  est supérieur à  $90^\circ$  (exemples et références, partie 1.2.2).

Les valeurs de  $m_{is} = \cos\theta$  pour les substances qui constituent l'aérosol n'ont pas encore été mesurées avec précision mais peuvent être estimées par comparaison avec celles entre l'eau et la glace qui varient entre 0.36 à 0.73. Pour les particules comme le sol, le sable et le quartz,  $m$  varie entre 0.88 et 0.95. Pour l'iodure d'argent AGI, il varie entre 0.95 et 0.99 ce qui explique sa grande efficacité dans l'ensemencement des nuages Khvorostyanov et Curry (2000).



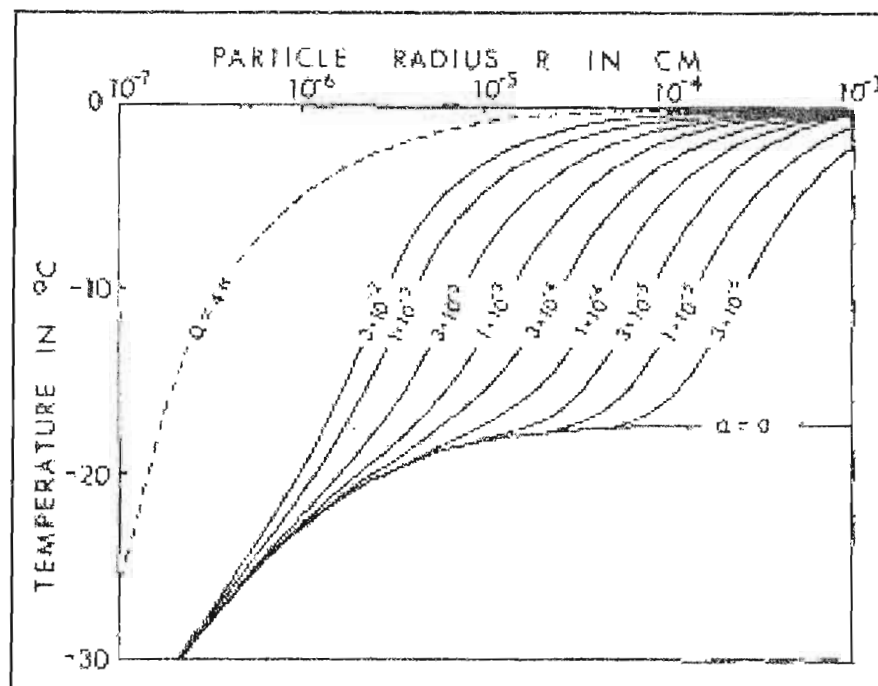
**Figure 1.3** Schématisation de l'interface solide-liquide-vapeur

### 3. Sites actifs

La présence de cavités sur la surface du noyau glacogènes (aérosol) peut faciliter la nucléation de la glace en minimisant l'énergie nécessaire à la formation de l'embryon de glace. Également, des impuretés situées dans les cavités et ayant une structure moléculaire se rapprochant de la glace peuvent faciliter la nucléation de la glace. C'est ce que l'on appelle les sites actifs dont la surface relative est  $(\alpha)$  (équation 1.10).

La figure 1.4 et le tableau 1.1 illustrent la nucléation par congélation d'une particule de rayon  $r_N = 10^{-6} \text{ m}$  dont l'angle de contact est de  $60^\circ$  ( $m$  sur la figure représente le cosinus de l'angle de contact, ici  $m = 0,5$ ). Sur le tableau (1.1), la proportion de la surface occupée par des sites actifs est donnée par  $(\alpha)$ . En absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ), la nucléation d'une particule de rayon  $r_N = 10^{-6} \text{ m}$ , se produit à une température  $T = -17^\circ \text{C}$ , celle-ci augmente à  $T = -12^\circ \text{C}$  en présence de sites actifs dont la proportion  $\alpha = 2 \cdot 10^{-5}$ . Si la proportion de sites actifs est multiplié par dix ( $\alpha = 2 \cdot 10^{-4}$ ) la température de nucléation de la même particule sera augmentée à  $-4^\circ \text{C}$  (figure 1.4).

La présence de sites actifs a donc pour effet de diminuer la température de nucléation de la particule. Plus la proportion de sites actifs augmente, plus la température de nucléation diminue.



**Figure 1.4** Nucléation par congélation d'une particule ( $m=0,5$ ) tirée de Pruppacher et al., (1997).

$r_N$	$\alpha$	T
$10^{-6}\text{m}$	$=0$	$-17^\circ\text{C}$
$10^{-6}\text{m}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$-12^\circ\text{C}$
$10^{-6}\text{m}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$-4^\circ\text{C}$

**Tableau 1.1** Température de nucléation d'une particule de rayon  $r_N = 10^{-6}\text{m}$  en fonction de la proportion de sites actifs ( $\alpha$ ) tiré de Pruppacher et al., (1997).

#### 1.4 Conclusion

La théorie de la nucléation hétérogène décrite ci-dessus explique les dépendances de la nucléation hétérogène de la glace à la température ainsi qu'à la sursaturation, certaines propriétés des aérosols sont intégrées dans ce paramétrage. De plus, elle permet la formation du cristal par condensation congélation à sous saturation par rapport à l'eau liquide (75-85%).

Cette théorie peut servir comme une alternative dans le paramétrage de la nucléation de la glace dans les modèles numériques. Les valeurs de l'angle de contact pour plusieurs substances qui peuvent servir de noyaux glaciogènes, les irrégularités dans la surface de la partie solide insoluble de l'aérosol ainsi que l'angle de contact (paramètre de mouillabilité), peuvent influencer fortement le taux de nucléation. Cependant, ces paramètres requièrent encore d'autres mesures et vérifications.

## **CHAPITRE II**

### **MÉTHODOLOGIE ÉLABORÉE ET OUTILS DE TRAVAIL**

Dans ce chapitre, nous allons décrire la méthodologie élaborée qui nous a permis de réaliser cette étude. Nous donnerons quelques caractéristiques du modèle local du climat (LCM11) avec lequel on a effectué des simulations pour deux paramétrages de la glace, le paramétrage existant de Meyers et al., (1992) et celui de Khvorostyanov et Curry (2000) qu'on a introduit dans le modèle. Dans ce chapitre, on parlera des processus atmosphériques pris en charge par le modèle local du climat et on donnera quelques détails sur la base de données d'observations utilisée (SHEBA).

Nous présenterons les principales caractéristiques du modèle local du climat qui touchent la dynamique et la physique du modèle en mettant l'emphasis sur le nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace de Khvorostyanov et Curry (2000). Un organigramme de la méthodologie élaborée est présenté dans cette section pour faciliter la compréhension des différentes étapes.

#### **2.1 Modèle local du climat**

##### **2.1.1 Description du modèle**

Le modèle local du climat fut développé à l'université du Québec à Montréal et utilisé pour tester et évaluer de nouveaux paramétrages des processus physiques tels que les transferts radiatifs, la représentation des nuages, la convection pour les modèles numériques du climat. C'est un modèle qui simule l'ensemble des processus atmosphériques à l'intérieur

d'une seule colonne d'air avec 49 niveaux à la verticale (14m à 15500m). Il utilise les coordonnées sigma pour prendre en considération le relief. La résolution du modèle est de 50km. Le modèle local du climat est une version unidimensionnelle du modèle canadien de circulation générale (GCM). La similarité des deux modèles réside dans le calcul de la physique alors que le calcul de la dynamique est différent. L'utilisation des résultats obtenus lors de l'intégration du GCM rend possible l'évaluation des tendances dynamiques par le modèle local du climat (LCM). Ces dernières combinées aux calculs des paramétrages physiques, permettent de décrire l'évolution de l'atmosphère.

Les modifications majeures apportées au GCM ont donné naissance à un modèle de la deuxième génération GCMii (McFarlane et al., 1992). Il permet d'inclure différents scénarios avec l'augmentation des gaz à effet de serre (Boer et al., 1992), d'étudier la sensibilité du climat (Randall et al., 1992) et de faire des comparaisons avec les observations (Barker et al., 1994). Grâce au modèle canadien de circulation générale, on a assisté à la naissance de modèles climatiques à une échelle plus raffinée (Giorgi, 1990) tels le modèle régional du climat (MRC) (Caya et al., 1994) et le modèle local du climat (LCM11). Lors d'une étude comparative entre différents GCM (Cess et al., 1991), concluaient que l'amélioration des modèles reposerait sur l'amélioration des paramétrages physiques.

Ce modèle climatique unidimensionnel inclut des représentations mathématiques qui permettent une simulation adéquate de l'ensemble des processus importants à la circulation atmosphériques à l'intérieur d'une seule colonne atmosphérique. Le fractionnement du GCM en un modèle unidimensionnel vertical par Therrien (1993), tel qu'illustré à la figure (2.1) nous a conduit au LCM. Ce dernier permet un calcul des paramétrages physiques identiques au GCM mais pour une seule colonne. Par contre le LCM ne résout pas les équations de la dynamique puisqu'elles nécessitent une distribution spatiale des colonnes atmosphériques. Le modèle local du climat LCM évalue la dynamique comme résidu. La figure (2.1) illustre le LCM versus GCM d'après Therrien (1993).

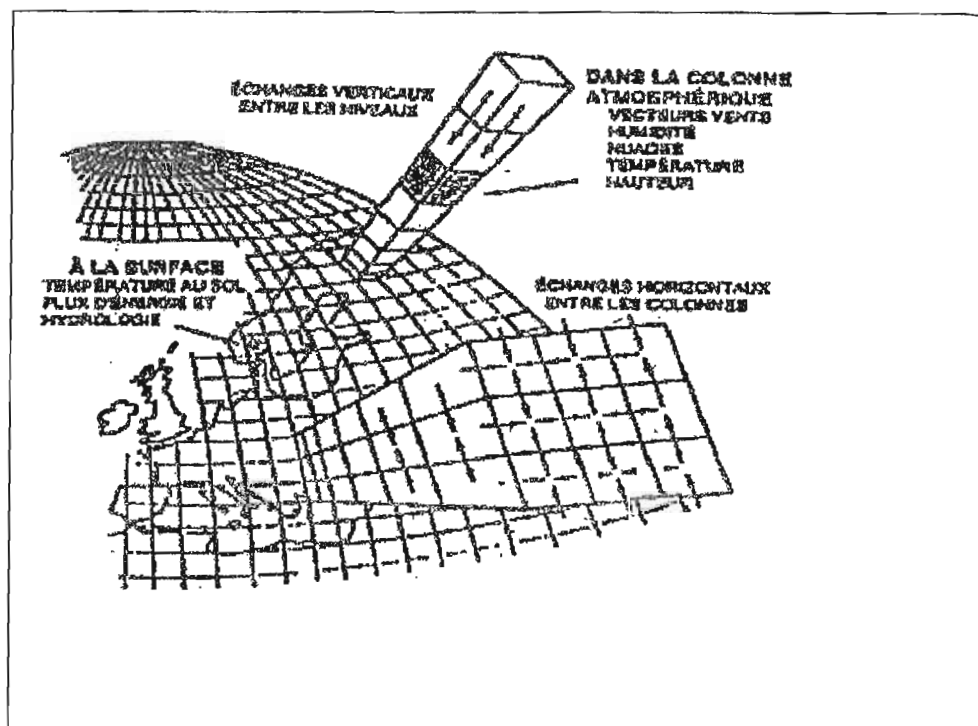
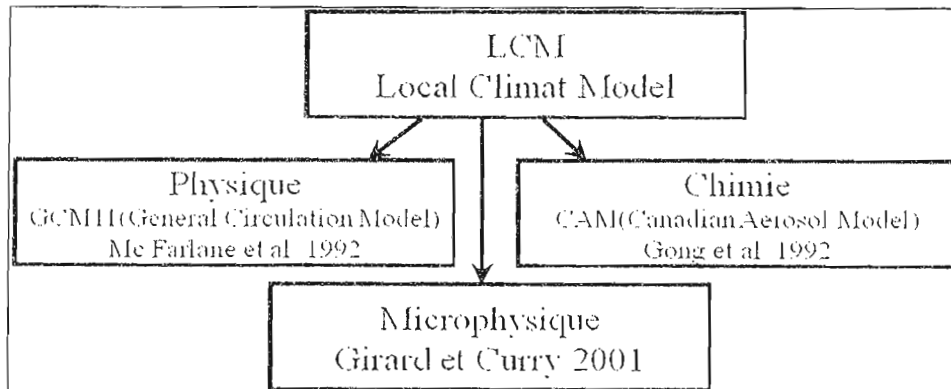


Figure 2.1 LCM11 vs. GCMii (Therrien, 1993).

La figure (2.2) est un résumé de l'origine de la physique, la chimie et la microphysique du modèle local du climat LCM11. La physique du modèle est la même que celle du modèle de la circulation générale (Mc Farlane et al., 1992), la chimie est tirée du CAM, le modèle canadien d'aérosols (Gong et al., 1992) et le schéma microphysique utilisé est celui de Girard et Curry (2000).





**Figure 2.2** Structure du modèle local du climat LCM11

On considère généralement que l'utilisation des modèles à une dimension, comme étant limitée puisque les équations dynamiques ne sont pas considérées. Le modèle local du climat calcule explicitement les paramétrages physiques qui représentent les processus physiques. Les processus dynamiques sont représentés par la méthode itérative résiduelle telle que décrite par Bourque (1998). Cette méthode est décrite brièvement dans la section suivante.

### 2.1.2 Assimilation et simulation

Le modèle local du climat LCM11 peut être utilisé selon deux modes : Assimilation et simulation. Il permet de simuler dans une seule colonne, les variables prédictives suivantes : la température  $T$ , l'humidité spécifique  $Q$ , le vent zonal et méridional ( $U$  et  $V$  respectivement) et la pression de surface  $P_{sfc}$ . En mode assimilation, la Température ( $T$ ), l'humidité spécifique ( $Q$ ), les composantes du vent ( $U$ ,  $V$ ) sont lues à partir des données qui proviennent des radiosondes. Dans le mode assimilation, le modèle calcule explicitement les tendances physiques et trouvent les tendances dynamiques comme résidus (méthode itérative résiduelle). Dans le mode de simulation, le modèle lit les tendances dynamiques et interpole pour le pas de temps actuel. L'utilisation préalable d'une méthode d'assimilation de la dynamique à assigner au LCM11 permet la reproduction des conditions météorologiques

observées à l'intérieur du LCM11 (Bourque, 1998). Au début (initialisation), les tendances  $dT$ ,  $dQ$ ,  $dU$  et  $dV$  sont mises à zéro. Ces tendances sont actualisées par la prochaine simulation (run). Les sorties des tendances sont dans des fichiers .ore et doivent être copiées manuellement en fichier.dyn avant la prochaine étape. Cette opération lit seulement les fichiers.dyn. Normalement, trois opérations sont nécessaires (une assimilation et deux simulations) pour que les tendances dynamiques convergent.

Dans ce présent projet de recherche, les simulations sont effectuées avec un pas de temps de 20 minutes et une résolution de 49 niveaux à la verticale situés entre 14m et 15500m pour la période d'octobre 1997 à février 1998. Les coordonnées sigma sont utilisées pour prendre en considération le relief.

## 2.2 Processus microphysiques dans LCM11

Le modèle local du climat LCM11, comprend une description détaillée de la phase glace et de la phase liquide. Les gouttes de nuages et la glace sont caractérisées par deux moments, le nombre et la masse. La neige et l'eau sont caractérisées par un seul moment, la masse. Les processus microphysiques pris en charge représentent tous les mécanismes responsables de la formation et de la croissance des hydrométéores. La figure (2.3), nous montre d'abord les processus d'initialisation des particules de nuage à partir de la vapeur d'eau contenue dans l'air. Ils sont suivis par les mécanismes de croissance de ces particules. La formation de la précipitation représente une étape ultérieure de l'évolution microphysique.

Le schéma microphysique comporte 5 catégories d'eau: vapeur, eau de nuage, neige, glace et pluie. L'eau atmosphérique considérée dans le schéma est uniquement sous ses phases vapeur et liquide avec la phase liquide séparée en deux catégories : eau nuageuse et eau qui précipite. Les processus microphysiques se limitent à l'activation des noyaux de

condensation, à la diffusion de la vapeur sur l'eau du nuage et celle de pluie et aux deux mécanismes de transfert de la masse du nuage en pluie : auto conversion et collection des gouttelettes nuageuses par les gouttes qui précipitent. L'ensemble des processus est divisé en cinq groupes : 1) le processus d'initialisation qui comprend l'activation des noyaux de condensation et la nucléation hétérogène par déposition (voir définitions au chapitre I). 2) Le mécanisme de croissance des hydrométéores par diffusion de la vapeur d'eau (Dudhia, 1989) qui comprend la sublimation de la glace et de la neige, la croissance de la glace par déposition de la vapeur d'eau, évaporation de l'eau de pluie et l'eau du nuage, condensation de la vapeur sur la pluie et la condensation de la vapeur d'eau en eau du nuage. 3) Les mécanismes de fusion et de congélation engendrés par les échanges thermiques avec l'air qui englobent la fusion de la glace en eau du nuage et la fusion de la neige en pluie ainsi que la nucléation homogène et hétérogène de la glace par congélation (Dudhia, 1989; Rutledge et Hobbs, 1983). 4) Les processus de changement de phase engendrés par la collision-coalescence (Dudhia, 1989; Rutledge et Hobbs, 1983). Elle comprend la collection de la glace du nuage par la neige et l'eau du nuage par la neige et la collection de l'eau du nuage par la pluie, la collision entre les gouttes de pluie et la neige, le givrage de la neige par l'eau du nuage ainsi que la capture de la glace du nuage par la pluie qui se congèle. 5) Le processus de conversion de la glace du nuage en neige et la conversion de l'eau du nuage en neige (Dudhia, 1989). La figure 2.3 illustre tous ces processus microphysiques dans le modèle local du climat.

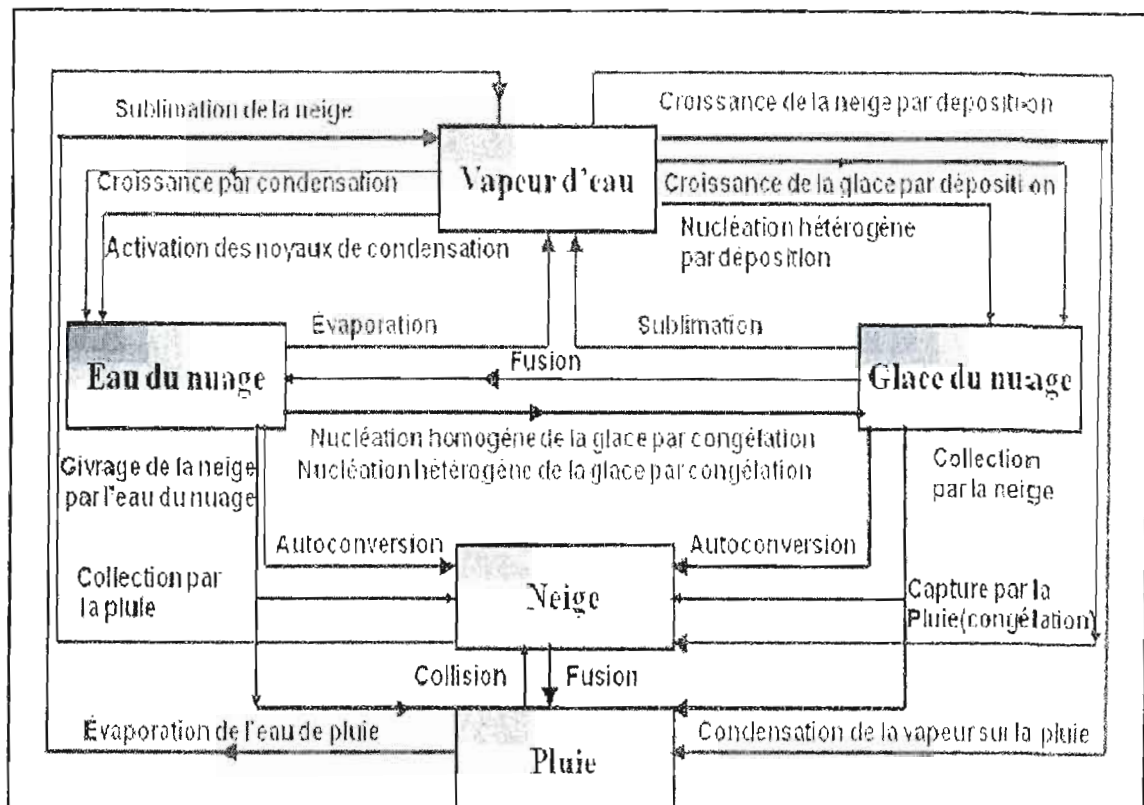


Figure 2.3 Processus microphysiques dans le modèle local du climat LCM11.

### 2.3 Base de données SHEBA

Parti de Québec au printemps 1997, le navire (Des Groseilliers) n'est revenu à son port d'attache qu'en octobre 1998. Pendant plus d'un an, il a servi de laboratoire scientifique flottant. 160 chercheurs et techniciens de cinq pays participaient à l'expérience internationale SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic océan): le Canada, les États-Unis, la Hollande, le Japon et la Russie. Le but était de vérifier les théories existantes sur la manière dont l'air, la mer et la glace interagissent pour influencer l'environnement mondial.

Une riche banque de données a été collectée pendant cette campagne de mesure qui inclut simultanément des mesures qui concernent l'océan, l'atmosphère et la glace de mer (Uttal et

al., 2002). Tous les moyens ont été déployés pour assurer la réussite de cette campagne de mesure. Les données sont prises à la surface, par avion, bateau, sous-marin et par satellite dans les mers de Beaufort et de Chukchi. Toutes les conditions météorologiques à la surface ainsi que le bilan d'énergie à la surface ont été mesurées. Les propriétés des nuages telles que la couverture nuageuse et la réflectivité des nuages ont été mesurés à l'aide d'un radar de 8mm de longueur d'onde (Intrieri et al., 2002; Bretherton et al., 2003). Les données de l'eau liquide intégrée à la verticale (LWP) sont extraites à partir des mesures du radiomètre à micro-onde (MWR) et celles de la glace intégrée à la verticale sont dérivées à partir des observations radar avec des méthodes empiriques (Shupe et al., 2001a, 2001b). Les observations d'aérosols à Alert sont utilisées puisque leur concentration n'a pas été mesurée lors de cette campagne de mesures.

## 2.4 Méthodologie élaborée

La figure (2.5) explique les différentes étapes nécessaires pour la réalisation de ce projet de recherche. Pour chaque étape, des simulations ont été effectuées pour la période d'octobre 1997 à février 1998 avec différentes combinaisons de paramètres. Pour étudier la sensibilité du modèle local du climat LCM11 aux paramètres de la nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace de Khvorostyanov et Curry (2000), c'est à dire le paramètre de mouillabilité ( $\cos\theta$ ), la présence de sites actifs sur les aérosols servant de noyaux glaçogènes ( $\alpha$ ) et la tension d'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ). Les mêmes paramètres sont choisis pour la nucléation par gel et par déposition. On procède comme suit :

Pour étudier la sensibilité du modèle au paramètre de mouillabilité  $m = \cos\theta$ , on fait varier ce dernier entre -1 et 1 et pour chaque valeur de  $m$ , on fait varier l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  entre 1 et 5%. Des comparaisons de LWP (eau liquide intégrée à la verticale) et IWP (glace intégrée à la verticale) pour toutes les combinaisons étudiées, ont révélé que le modèle local du climat est plus sensible dans les cas où l'inadaptation élastique  $\varepsilon=1\%$  et  $2\%$  (voir partie 3.3).

La valeur de l'inadaptation élastique  $\varepsilon=1\%$  a été choisie pour étudier la sensibilité du modèle local du climat au paramètre de mouillabilité. En faisant varier le paramètre de mouillabilité  $m$ , on a pu étudier le comportement de LWP (Eau intégrée à la verticale en  $\text{Kg/m}^2$ ) et IWP (glace intégrée à la verticale en  $\text{Kg/m}^2$ ) pour toute la période. De cette étude, on conclut que le cas où le paramètre de mouillabilité  $m=0,5$  ( $\alpha=60^\circ$ ) est le cas qui représente mieux la région de l'Arctique en hiver. Le cas  $m=0,99$  est celui qui simule le plus d'eau liquide et le moins de glace et le cas  $m=-0,99$  simule le contraire (le plus de glace et le moins d'eau liquide).

Pour ces deux cas extrêmes ( $m=0,99$  et  $m=-0,99$ ), on a étudié l'influence de la présence de sites actifs en faisant varier  $\alpha$  entre  $10^{-5}$  et  $10^{-3}$  et pour une valeur moyenne de  $\alpha=10^{-4}$ , une comparaison de la quantité d'eau liquide et de glace simulées en présence et en absence de sites actifs a été faite.

Pour étudier la sensibilité du modèle local du climat à l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ), la valeur du paramètre de mouillabilité a été fixée à  $0,5$  ( $\theta=60^\circ$ ) puisque c'est le cas qui représente le mieux la région de l'Arctique en hiver. On a fait varier l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  entre  $1\%$  et  $5\%$ . On a observé la variation de la quantité d'eau liquide et de glace simulées dans chaque cas.  $\alpha=10^{-4}$  (valeur moyenne) a été choisie dans le cas où on considère la présence de sites actifs.

Pour étudier la sensibilité du modèle à la présence de sites actifs ( $\alpha$ ), on a fait varier l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  entre  $1\%$  et  $5\%$  en présence de sites actifs ( $\alpha=10^{-4}$ ) et en absence de sites actifs. L'eau et la glace intégrée à la verticale ont été comparés dans les deux cas et pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ). Pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ), on a quantifié la nucléation par congélation et par déposition en présence et en absence de sites actifs.

Pour approfondir notre recherche, on a refait les mêmes étapes pour étudier le contenu en eau et en glace (LWC/IWC) en fonction de la température et de l'altitude. Des simulations ont été effectuées avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) et comparés aux résultats obtenus avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) avec des paramètres bien choisis. Une comparaison avec ce qui a été observé durant la campagne de mesure SHEBA a été faite. Pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ), on a quantifié la nucléation par congélation et par déposition.

Les données de l'eau liquide et de glace intégrée à la verticale simulés avec le paramétrage empirique de Meyers et al. (1992) et le paramétrage théorique de Khvorostyanov et Curry, (2000) pour le mois d'avril 1998 ont été comparé à celle observées au site SHEBA pendant la même période. D'autre part, deux cas de profils verticaux du contenu d'eau liquide (LWC) et de température ont été reproduits avec les deux paramétrages de Khvosostyanov et Curry (2000) et celui de Meyers et al. (1992) et comparés à ce qui a été observés pendant la campagne de mesure SHEBA.





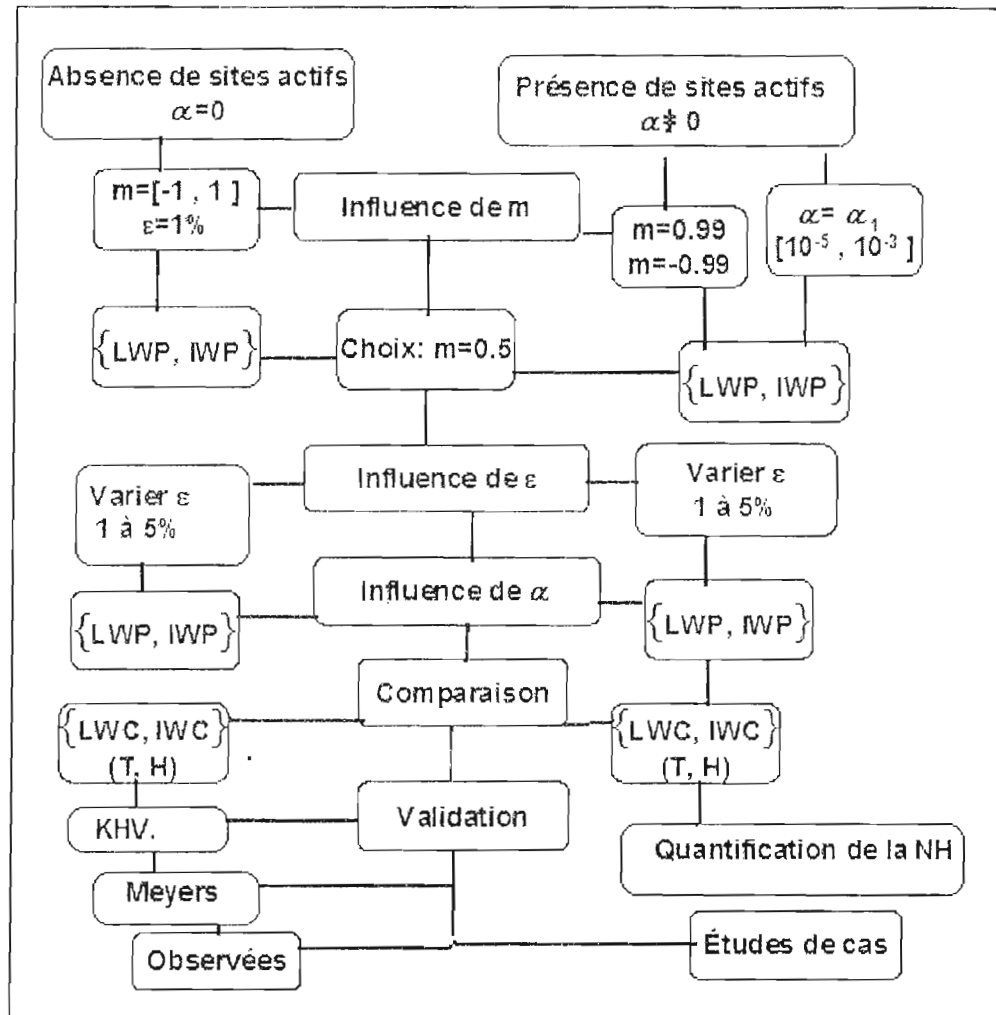
## Chapitre III

### RÉSULTATS ET ANALYSE

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats concernant la sensibilité du modèle local du climat LCM11 aux paramètres de la nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace (théorie de Khvorostyanov et Curry). L'influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la présence de sites actifs ( $\alpha$ ) sur la formation de la glace ont été étudiés.

Dans un premier temps, nous avons étudié le comportement de l'eau liquide et de la glace dans la colonne, c'est à dire LWP (eau intégrée à la verticale) et IWP (glace intégrée à la verticale) en fonction du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la proportion de sites actifs ( $\alpha$ ). Par la suite nous avons étudié l'évolution de l'eau et la glace par niveau, c'est-à-dire LWC (contenu en eau liquide) et IWC (contenu en glace) en fonction de la température et de l'altitude pour les différentes valeurs du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la présence de sites actifs ( $\alpha$ ) avec le paramétrage existant de Meyers et al. (1992) et le nouveau de Khvorostyanov et Curry (2000).

Les simulations sont effectuées avec le modèle local du climat, dans lequel les équations du nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace ont été introduites. Les paramètres  $m$ ,  $\alpha$  et  $\epsilon$  sont modifiés à chaque simulation dans l'équation de la nucléation de la glace par gel afin d'étudier la sensibilité du modèle local du climat (LCM11).



**Figure 2.5** Organigramme de la méthodologie élaborée

## Chapitre III

### RÉSULTATS ET ANALYSE

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats concernant la sensibilité du modèle local du climat LCM11 aux paramètres de la nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace (théorie de Khvorostyanov et Curry). L'influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la présence de sites actifs ( $\alpha$ ) sur la formation de la glace ont été étudiés.

Dans un premier temps, nous avons étudié le comportement de l'eau liquide et de la glace dans la colonne, c'est à dire LWP (eau intégrée à la verticale) et IWP (glace intégrée à la verticale) en fonction du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la proportion de sites actifs ( $\alpha$ ). Par la suite nous avons étudié l'évolution de l'eau et la glace par niveau, c'est-à-dire LWC (contenu en eau liquide) et IWC (contenu en glace) en fonction de la température et de l'altitude pour les différentes valeurs du paramètre de mouillabilité ( $m$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et la présence de sites actifs ( $\alpha$ ) avec le paramétrage existant de Meyers et al. (1992) et le nouveau de Khvorostyanov et Curry (2000).

Les simulations sont effectuées avec le modèle local du climat, dans lequel les équations du nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace ont été introduites. Les paramètres  $m$ ,  $\alpha$  et  $\epsilon$  sont modifiés à chaque simulation dans l'équation de la nucléation de la glace par gel afin d'étudier la sensibilité du modèle local du climat (LCM11).

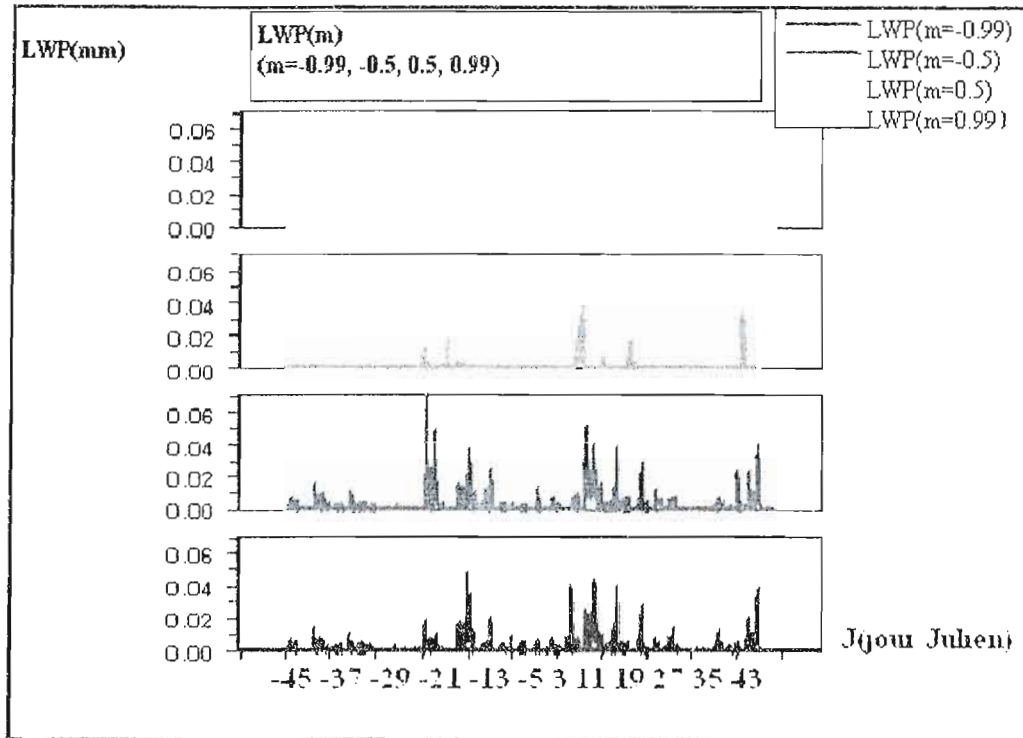
Le modèle utilisé est un modèle colonne avec des coordonnées sigma et 49 niveaux à la verticale, le pas de temps pour les simulations est de 20 minutes. Des moyennes horaires ont été calculées pour toutes les sorties du modèle, utilisées dans ce chapitre et ce pour la période d'octobre 1997 à février 1998.

Les résultats obtenus avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) sont comparés avec ceux obtenus avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) et à ce qui a été observé durant la campagne de mesures SHEBA pour la même période.

### 3.1 Influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ )

Pour étudier l'influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ ) sur la nucléation hétérogène de la glace, des simulations ont été effectuées pour quatre valeurs de  $m$  ( $m=\cos\theta$ ), soit -0.99, -0.50, 0.50 et 0.99. La tension d'inadaptation élastique est fixée à  $\varepsilon=1\%$ . Ce choix est basé sur les tests de sensibilité effectués sur ce paramètre et présentés à la section 3.3. La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale (LWP) et la quantité de glace intégrée à la verticale (IWP) simulés par le modèles ainsi que l'eau totale (IWP+LWP) ont été étudiés en fonction des différentes valeurs du cosinus de l'angle de contact ( $m$ ) en présence et en absence de sites actifs. Nous allons étudier d'abord l'influence du paramètre de mouillabilité ( $m$ ) sur la nucléation hétérogène de la glace en absence de sites actifs.

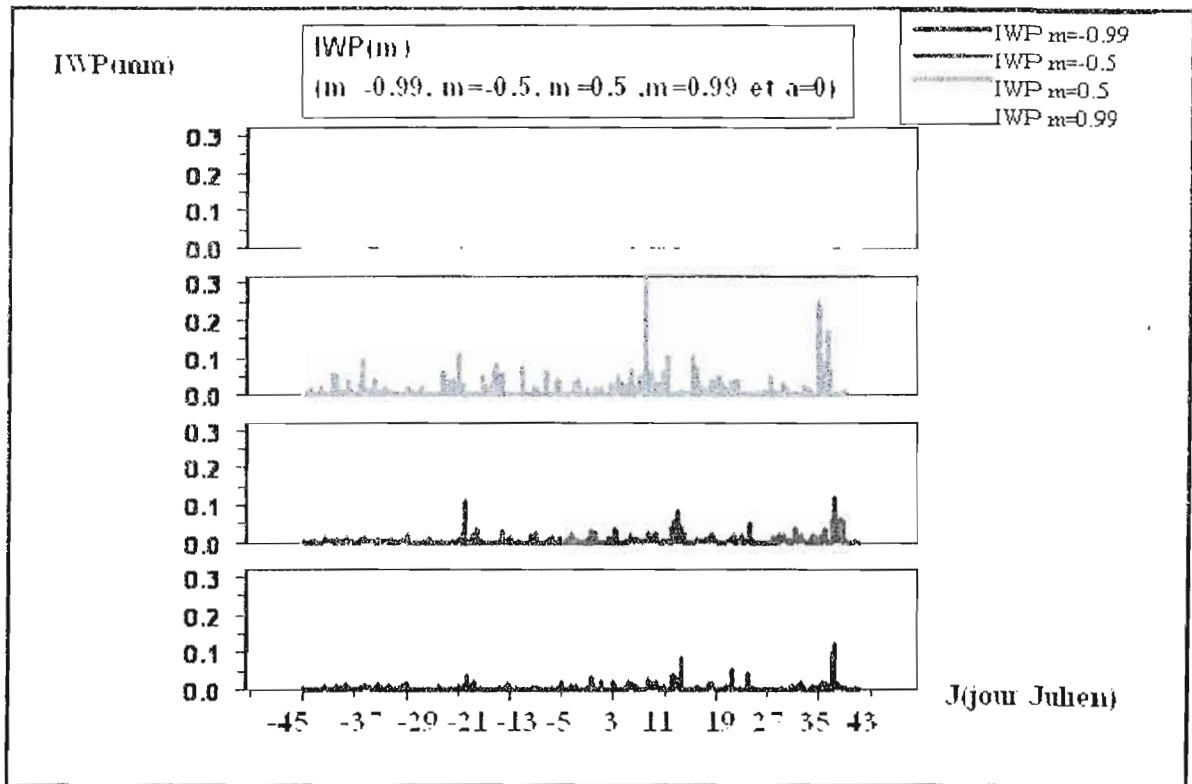
La figure 3.1 nous montre la variation de l'eau intégrée à la verticale en fonction du paramètre de mouillabilité  $m=\cos\theta$  ( $\theta$  étant l'angle de contact).



**Figure 3.1** La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en  $\text{kg/m}^2$  (mm), en fonction du jour Julien (les valeurs négatives représentent l'année 1997), en absence de sites actifs pour  $m=-0,99$  (rouge),  $m=-0,5$  (bleu),  $m=0,5$  (vert) et  $m=0,99$  (orange).

On remarque que lorsque le paramètre de mouillabilité augmente, la quantité d'eau simulée diminue. Dans les graphiques rouge ( $m=-0,99$ ) et bleu ( $m=-0,5$ ), les maximums d'eau simulées se produisent aux mêmes périodes et le modèle simule plus d'eau que le cas  $m=0,5$  (graphique vert). Pour le cas  $m=0,99$ , la quantité d'eau simulée diminue d'une façon drastique et le maximum d'eau simulée ne dépasse pas  $2.7 \cdot 10^{-6}$  mm.

La figure 3.2 montre la variation de la glace intégrée à la verticale en fonction du paramètre de mouillabilité  $m$ .



**Figure 3.2** La quantité de glace intégrée à la verticale IWP (mm), en fonction de J (jour Julien), en absence de sites actifs pour  $m = -0,99$  (rouge),  $m = -0,5$  (bleu),  $m = 0,5$  (vert) et  $m = 0,99$  (orange).

Les graphiques montrent clairement une augmentation dans la quantité de glace simulée lorsque le paramètre de mouillabilité augmente. Cette augmentation est plus prononcée pour des valeurs du paramètre de mouillabilité supérieures ou égales à 0,5. Le cas  $m = -0,99$  est le cas qui produit le moins de glace et  $m = 0,99$  est celui qui produit le plus de glace. À noter que dans le premier cas, la quantité de glace simulée demeure relativement élevée malgré

l'inhibition imposée à la nucléation des cristaux par gel par la valeur du paramètre de mouillabilité. La nucléation des cristaux par déposition augmente significativement en raison de la sursaturation élevée et compense en partie pour la baisse du taux de nucléation par gel. Les contributions du gel par déposition et par gel seront discutées davantage plus loin.

Le tableau 3.1 nous donne un résumé de la quantité moyenne et maximale d'eau liquide (LWP) et de glace (IWP) en  $\text{g m}^{-2}$  simulées ainsi que le total (LWP+IWP) en fonction du paramètre de mouillabilité  $m$ .

<b>LWP et (IWP)/ <math>m</math></b>	<b>-0,99</b>	<b>-0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,99</b>
<b>Moy. LWP</b>	3,2	3,0	0,58	0,000005
<b>Max. LWP</b>	48	71	38	0,027
<b>Moy. IWP</b>	1,9	2,0	3,9	13
<b>Max. IWP</b>	120	120	340	340
<b>Total</b>	5,1	5,0	4,48	13

**Tableau 3.1** La moyenne et le maximum de la quantité d'eau et de glace intégrée à la verticale ( $\text{g/m}^2$ ) ainsi que le total (eau+glace) en fonction de  $m$  ( $m = -0,99, -0,5, 0,5$  et  $0,99$ ).

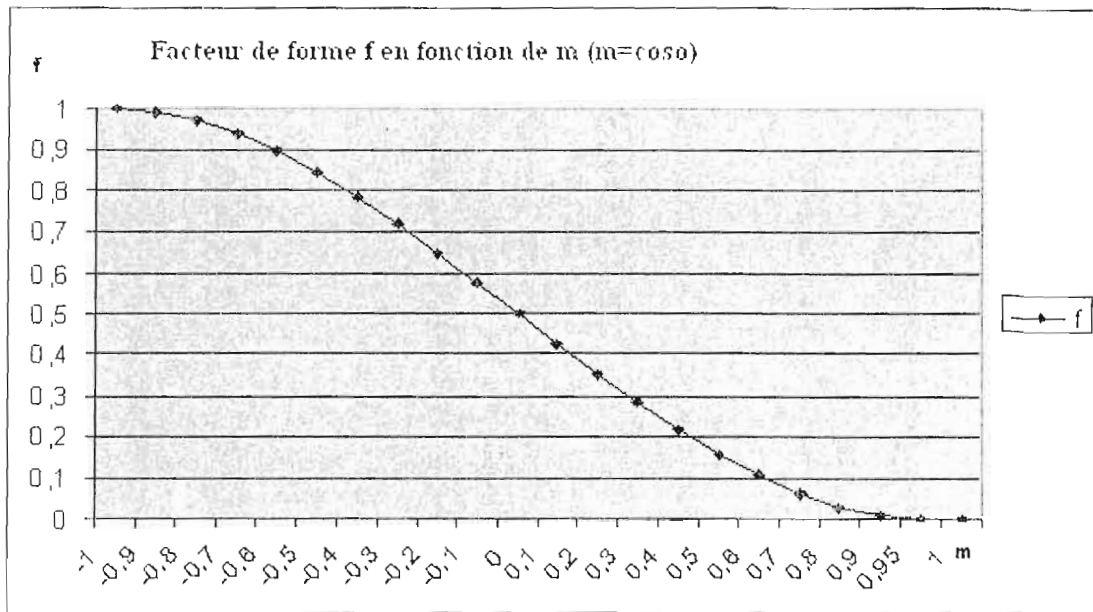
Pour  $m$  variant entre  $-0,99$  et  $-0,5$ , la quantité d'eau liquide et de glace simulée par le modèle ainsi que la quantité totale (eau liquide +glace) est presque la même pour toutes les valeurs de  $m$  appartenant à cet intervalle. Le modèle est donc peu sensible à la variation du cosinus de l'angle de contact dans l'intervalle  $(-0,99, -0,5)$ .

En moyenne, le cas  $m = -0,99$  est le cas qui simule la quantité maximale d'eau (quantité minimale de glace, tableau 3.2) et  $m = 0,99$  est celui qui simule une quantité d'eau proche de zéro (un maximum de glace, tableau 3.2). Ces deux cas extrêmes ne représentent pas bien l'atmosphère. Cependant, ils permettent de connaître les limites extrêmes de LWP et IWP que le modèle simule pour la période SHEBA. De plus, ces valeurs extrêmes nous donnent une indication de la sensibilité du modèle au paramètre de mouillabilité  $m$  pour des valeurs faibles (entre  $-0,99$  et  $-0,5$ ) et élevées (entre  $0,5$  et  $0,99$ ).

L'augmentation dans la quantité de glace simulée est de 95% lorsque  $m$  augmente de  $-0,5$  à  $0,5$  et de 330% lorsque  $m$  augmente de  $0,5$  à  $0,99$ . Pour la quantité d'eau simulée, le cas  $m = 0,5$  simule 80,5% moins d'eau par rapport au cas  $m = -0,5$ . Cette quantité d'eau diminue de 99% lorsque  $m$  augmente de  $0,5$  à  $0,99$ . Il est intéressant de noter que l'augmentation de glace lorsque le paramètre de mouillabilité passe de  $-0,5$  à  $0,5$  est presque entièrement compensée par la baisse d'eau liquide. Ce n'est cependant pas le cas lorsque le paramètre de mouillabilité  $m$  passe de  $0,5$  à  $0,99$  où l'augmentation de la glace dépasse largement la baisse d'eau liquide. Cela est causé par l'importance du taux de nucléation des cristaux pour  $m = 0,99$  qui fait en sorte d'augmenter significativement la concentration des cristaux et ainsi maintenir l'atmosphère à saturation par rapport à la glace. Aux valeurs plus petites de  $m$ , les plus faibles concentrations de cristaux ne permettent pas à la vapeur d'eau de se déposer à un taux suffisamment grand sur les cristaux. Ainsi, la quantité de vapeur d'eau déposée sur les cristaux demeure plus faible. Cela explique que la quantité totale d'eau condensée est plus petite aux valeurs de  $m$  de  $0,5$  et plus petites.

La nucléation de la glace est fonction du facteur de forme  $f(m)$ . (Chapitre I, équation 1.7). La figure 3.3 nous montre comment le facteur de forme varie en fonction du paramètre de mouillabilité ( $m$ ). Le maximum du facteur de forme  $f$  est atteint pour un paramètre de mouillabilité ( $m$ ) proche de  $-1$  ( $\theta$  tend vers  $180^\circ$ ). Pour  $m$  proche de  $1$  ( $\theta$  tend vers  $0^\circ$ ) le facteur de forme est proche de 0.





**Figure 3.3** Facteur de forme  $f(m)$  en fonction du cosinus de l'angle de contact ( $m$ ).

Quand le facteur de mouillabilité ( $m$ ) est proche de -1, le facteur de forme tend vers 1. Dans ce cas l'énergie nécessaire à la formation d'un germe de glace  $\Delta F_{gS}$  (équation 1.7) est maximale ce qui correspond à l'énergie nécessaire à la nucléation homogène d'un germe de glace. Ce cas s'approche de la nucléation homogène où la glace est formée dans les nuages élevés (cirrus) à des températures très basses. Dans ce cas, la quantité de glace est minimale.

Lorsque le paramètre de mouillabilité ( $m$ ) est proche de 1, le facteur de forme tend vers zéro. L'énergie nécessaire à la formation d'un germe de glace  $\Delta F_{gS}$  (équation 1.7) est minimale, ce qui va augmenter le taux de nucléation (équation 1.2). Dans ce cas, la formation de la glace est maximale et celle des gouttelettes d'eau est minimale.

Le comportement de l'eau liquide et de glace simulées par le modèle local du climat (LCM11) dans les deux cas extrêmes ( $m=0,99$  et  $m=-0,99$ ) avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000), ne contredisent pas la théorie existante (équation 1.7, chapitre I). Le cas  $m = -0,99$  simule une quantité maximale d'eau (quantité minimale de

glace, tableau 3.2) et  $m = 0,99$  simule une quantité d'eau proche de zéro (un maximum de glace, tableau 3.2). Cependant, ces deux cas ne représentent pas bien les nuages en Arctique pendant la saison hivernale où l'eau liquide et la glace sont présentes en même temps (Partie 3.2).

Pour combiner l'effet de deux paramètres de la théorie de la nucléation hétérogène de la glace de Khvorostyanov et Curry (2000), le facteur de mouillabilité et la présence de sites actifs, une proportion de site actif ( $\alpha = 10^{-4}$ ) a été choisie. D'après Pruppacher et Klett (1997), la proportion surfacique de sites actifs d'un noyau glaçogène varie entre  $10^{-5}$  et  $10^{-3}$ . La valeur choisie est une valeur moyenne prise dans cet intervalle. Selon les simulations faites dans le cadre de ce projet avec les différentes valeurs de proportion de sites actifs ( $\alpha$ ), celle-ci représente bien la façon dont la présence de sites actifs influence la formation de la glace (voir 3.3). Cette valeur moyenne de la proportion de sites actifs a d'ailleurs été utilisée dans les travaux de Pruppacher et Klett (1997) et ceux de Khvorostyanov et Curry (2000).

Pour les deux cas extrêmes qui simulent le maximum d'eau liquide ( $m = -0,99$ ) et le maximum de glace ( $m = 0,99$ ) en absence de sites actifs, nous allons étudier l'influence de la présence de sites actifs sur la quantité d'eau liquide et de glace simulées par le modèle.

Le tableau 3.2 illustre la quantité moyenne et maximale d'eau liquide et de glace intégrée à la verticale simulée par le modèle dans le cas où  $m = -0,99$  et  $m = 0,99$  en présence de sites actifs.

La présence de sites actifs réduit la quantité d'eau liquide maximale simulée de 28% et fait augmenter la quantité de glace maximale simulée de 500%. Dans ces deux cas extrêmes, le modèle est plus sensible à l'augmentation de la quantité de glace intégrée à la verticale (IWP) qu'à la diminution de la quantité d'eau intégrée à la verticale (LWP) en présence de sites actifs essentiellement causé par la sursaturation par rapport à la glace (voir partie 3.3.2). Celle-ci est plus élevée quand  $m = -0.99$  ( $\partial i = 20\%$ ) par rapport à  $m = 0.99$  ( $\partial i = 5\%$ ). La présence de sites actifs fait augmenter significativement la quantité de glace simulée par le modèle, ceci peut s'expliquer par le fait que la présence de sites actifs sur les aérosols réduit la surface de contact ce qui minimise l'énergie nécessaire à la formation d'un germe de glace (Chapitre I, équation 1.10).

### 3.2 Choix de l'angle de contact

Les simulations effectuées pour la région de l'Arctique pendant la saison hivernale en présence ou en absence de sites actifs, montrent que le modèle simule un maximum de glace et un minimum d'eau liquide pour un paramètre de mouillabilité  $m = 0.99$  (un angle de contact proche de  $0^\circ$ ) et pour  $m = -0.99$  (un angle de contact proche de  $180^\circ$ ), c'est l'inverse qui se produit, le modèle simule un maximum d'eau liquide et un minimum de glace. D'où l'importance de choisir un angle de contact loin de  $0^\circ$  et de  $180^\circ$ , si on veut se rapprocher de l'atmosphère réelle, c'est à dire simuler de l'eau et de la glace dans des proportions raisonnables suivant la saison et l'endroit.

En hiver, environ 45% des nuages en Arctique sont des nuages en phase mixtes c'est-à-dire qu'ils comprennent une phase liquide et une phase solide (Intrieri et al., 2002, Curry et al. 1996, Shupe et al., 2001a). Pour des valeurs de  $m$  proches de  $-0.5$  (un angle de contact proche de  $120^\circ$ ), le modèle simule plus d'eau que de glace (60% d'eau et 40% de glace) et ce pour la période d'octobre 1997 à février 1998, ces pourcentages représentent plutôt les moyennes annuelles de l'eau liquide et de glace observées en Arctique durant SHEBA

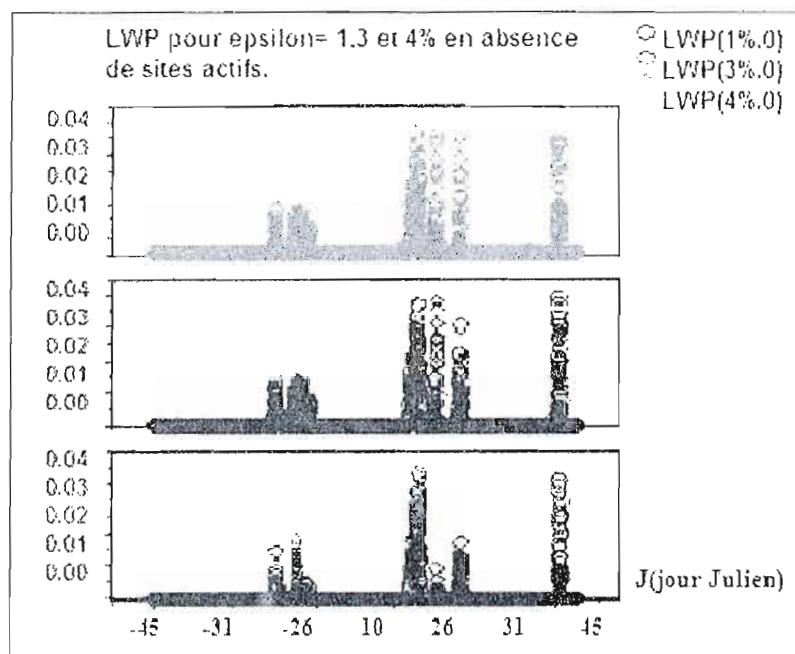
(Shupe et Matrosov, 2005) ce qui n'est pas réaliste pour l'hiver en Arctique. Pour  $m=0,5$ , soit un angle de contact de  $60^\circ$ , le modèle simule une quantité totale (eau+glace) de  $4,48 \text{ g/m}^2$ . Une quantité moyenne d'eau de  $0,58 \text{ g/m}^2$  et une quantité moyenne de  $3,9 \text{ g/m}^2$  pour la glace ce qui représente 12,95% d'eau liquide et 87,05% de glace. Ces pourcentages d'eau liquide et de glace se rapprochent des valeurs trouvées par Curry et Ebert (1992) soit 16,66% d'eau liquide et 83,33% de glace dans l'Arctique pendant l'hiver. Pour cette valeur de  $m$  ( $m=0,5$ ), le modèle simule de l'eau liquide et de la glace (nuages mixtes) et la proportion de glace est supérieur à celle de l'eau liquide. Ce qui est réaliste pour l'hiver en Arctique. De plus cette valeur de  $m$  ( $m=0,5$ ) est également utilisée par Khvorostyanov et Curry, (2000) et Pruppacher et Klett, (1997).

### 3.3 Influence de l'inadaptation élastique epsilon ( $\epsilon$ )

#### 3.3.1 Absence de sites actifs

Les simulations sont effectuées en fixant le paramètre  $\alpha$  (proportion de sites actifs) à 0 et en faisant varier l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) de 1% à 5 %. L'angle de contact qui caractérise la population d'aérosol est fixé à  $60^\circ$  ( $m=0,5$ ).

Dans cette partie le comportement de l'eau liquide intégrée à verticale LWP et la glace intégrée à la verticale IWP est étudié en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) en absence de sites actifs ( $\alpha$ ). La figure 3.4 nous montre la quantité d'eau liquide intégrée à verticale simulée en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ) pour  $\epsilon=1, 3$  et 4%.



**Figure 3.4** La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon=c$ ). Bleu ( $\epsilon=1\%$ ), rouge ( $\epsilon=3\%$ ), vert ( $\epsilon=4\%$ ) en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ).

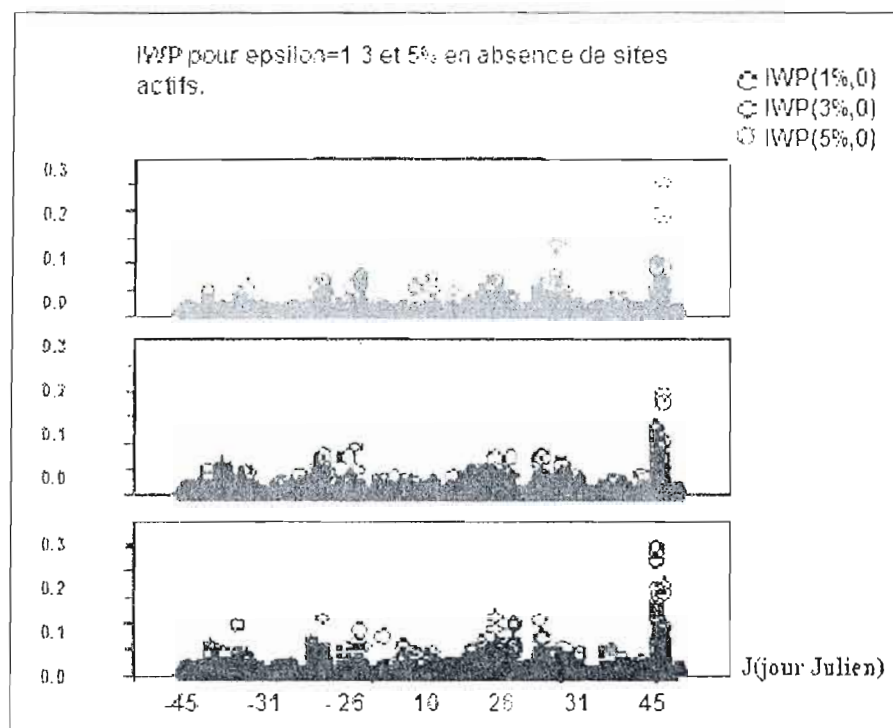
Pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastique, le modèle simule de l'eau liquide aux mêmes périodes. Il n'y a que les quantités moyenne d'eau liquide qui diffèrent en fonction de  $\epsilon$  puisque l'amplitude des événements simulés augmentent quand l'inadaptation élastique augmente. Ces quantités ont tendance à augmenter lorsque l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente. Les moyennes et les maximums d'eau liquide et de glace simulés pour chaque valeur de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ) sont montrés dans le tableau 3.4.

LWP ( $\alpha=0$ )	$\varepsilon =1\%$	$\varepsilon =2\%$	$\varepsilon =3\%$	$\varepsilon =4\%$	$\varepsilon =5\%$
Moy. LWP	0,58	0,97	0,88	0,86	1,0
Max LWP	39	48	46	41	50
Moy. IWP	3,9	3,5	3,3	3,6	2,8
Max IWP	340	320	220	300	250
Total	4,48	4,47	4,18	4,46	3,8

**Tableau 3.4** Variation de la moyenne et du maximum de la quantité d'eau liquide LWP ( $\text{g/m}^2$ ) et de glace intégrée à la verticale IWP ( $\text{g/m}^2$ ) en fonction de l'inadaptation élastique  $\varepsilon(\%)$  en absence de sites actifs.

En accord avec la théorie (equation 1.10), la quantité d'eau liquide moyenne simulée a tendance à augmenter lorsque l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) augmente (la quantité de glace diminue). Cependant, cette augmentation n'est pas linéaire. En effet, l'augmentation est beaucoup plus grande (66%) quand l'inadaptation élastique augmente de 1 à 2%. Une légère diminution est observée pour  $\varepsilon=3\%$  et  $\varepsilon=4\%$  qui peut être expliquée par le fait que les maximums simulés dans ces deux cas diminuent.

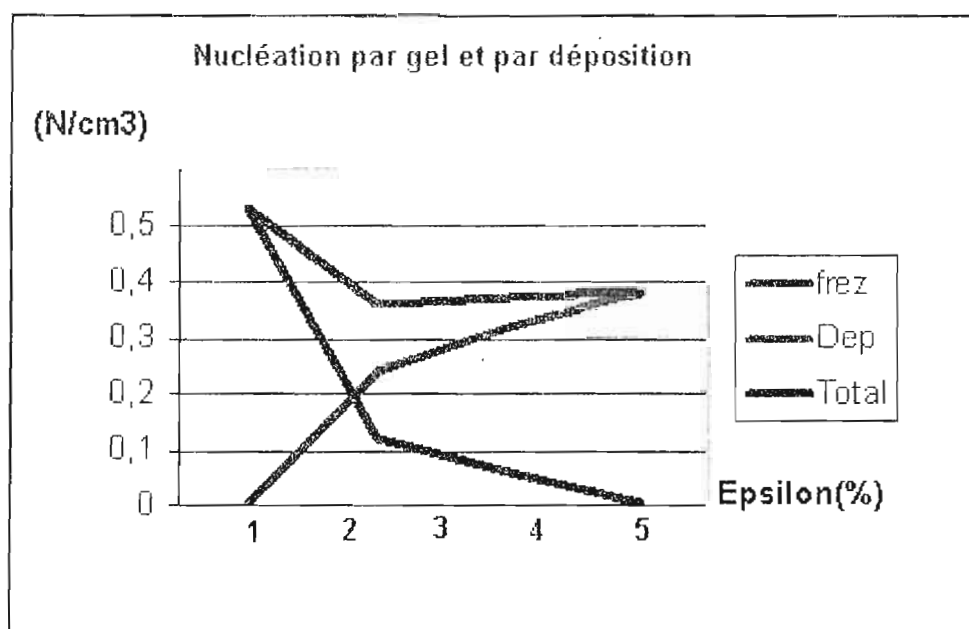
La figure 3.5 nous montre la quantité de glace intégrée à verticale simulée en absence de sites actifs ( $\alpha=0$ ).



**Figure 3.5** Quantité de glace intégrée à la verticale IWP pour  $\epsilon=1\%$  (bleu),  $\epsilon=3\%$  (rouge) et  $\epsilon=5\%$  (vert) en absence de sites actifs.

Le modèle simule de la glace pour toute la période étudiée, l'amplitude des événements simulés diminue au fur et à mesure que l'inadaptation élastique augmente. Le maximum atteint 0.34 mm ( $J=42$ ) pour  $\epsilon=1\%$  et diminue à 0,22 mm pour  $\epsilon=3\%$  pour la même journée. La quantité de glace simulée a tendance à diminuer quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente sauf pour le cas  $\epsilon=4\%$  où la quantité simulée augmente légèrement par rapport au cas  $\epsilon=3\%$ . Ceci peut se justifier par l'augmentation du maximum simulé dans ce cas et par l'augmentation de la nucléation de cristaux par déposition (figure 3.6). La quantité de glace simulée IWP diminue de 10.3% quand  $\epsilon$  augmente de 1 à 2% et de seulement 6% quand il augmente de 2 à 3%. Cependant, la variation de la glace simulée avec  $\epsilon$  demeure relativement petite lorsque comparée avec la variation de la quantité d'eau liquide.

La figure 3.6 illustre la concentration moyenne en nombre de noyaux glaçogènes actifs simulés par le modèle pour chaque niveau et chaque pas de temps pour les modes de nucléation par congélation et par déposition ainsi que le total en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ). Le tableau 3.5 nous résume la concentration moyenne des noyaux glaçogène actifs en fonction de l'inadaptation élastique  $\epsilon$  et la saturation par rapport à la glace ( $S_i$ ) pour les modes de congélation et de déposition ainsi que le total en absence de sites actifs.



**Figure 3.6** Concentration moyenne en nombre de noyaux glaçogènes actifs ( $N/cm^3$ ) pour les modes de congélation (en bleu) et déposition (en rouge) ainsi que le total (en noir) en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ).



$\alpha = 0$	$\varepsilon = 1\%$	$\varepsilon = 2\%$	$\varepsilon = 3\%$	$\varepsilon = 4\%$	$\varepsilon = 5\%$
Congélation	0,53	0,12	0,062	0,0033	0,0001
Déposition	0,00025	0,24	0,32	0,38	0,34
Total	0,53	0,36	0,38	0,38	0,34
Si	1,05	1,24	1,20	1,35	1,33

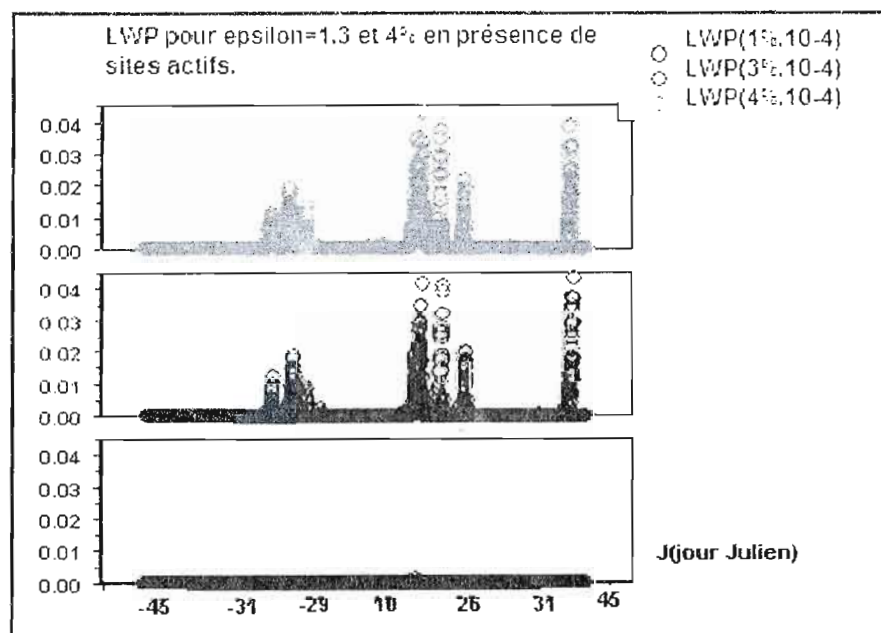
**Tableau 3.5** Concentration moyenne des noyaux glaçogènes activés ( $N/cm^3$ ) en fonction de  $\varepsilon$  et de la sursaturation par rapport à la glace (Si) pour les modes de congélation et de déposition ainsi que le total (noyaux activés par congélation et par déposition).

Dans le cas où l'inadaptation élastique est de 1% (cas qui simule le plus de glace), le total des noyaux glaçogènes activés est attribuable au gel par congélation. À partir de  $\varepsilon = 2\%$ , le mode de nucléation de noyaux glaçogènes par déposition est dominant par rapport au mode de congélation. Quand l'inadaptation élastique augmente, la quantité d'eau liquide simulée par le modèle augmente, ce qui engendre une augmentation de la nucléation par déposition au détriment de la congélation. L'augmentation de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) favorise la nucléation par déposition mais le total diminue ce qui se traduit par la diminution de IWP. Aux valeurs basses de l'inadaptation élastique, la nucléation par congélation est plus importante, ce qui se traduit par une sursaturation par rapport à la glace moins grande et donc un faible apport de la nucléation par déposition qui dépend de la sursaturation par rapport à la glace. Ce phénomène est attribuable au fait que la nouvelle théorie de Khvorostsyonov et Curry (2000) permet le gel des aérosols en solution à des humidités relatives en deçà de 100% et donc légèrement au-dessus du rapport saturant par rapport à la glace.

### 3.3.2 Présence de sites actifs

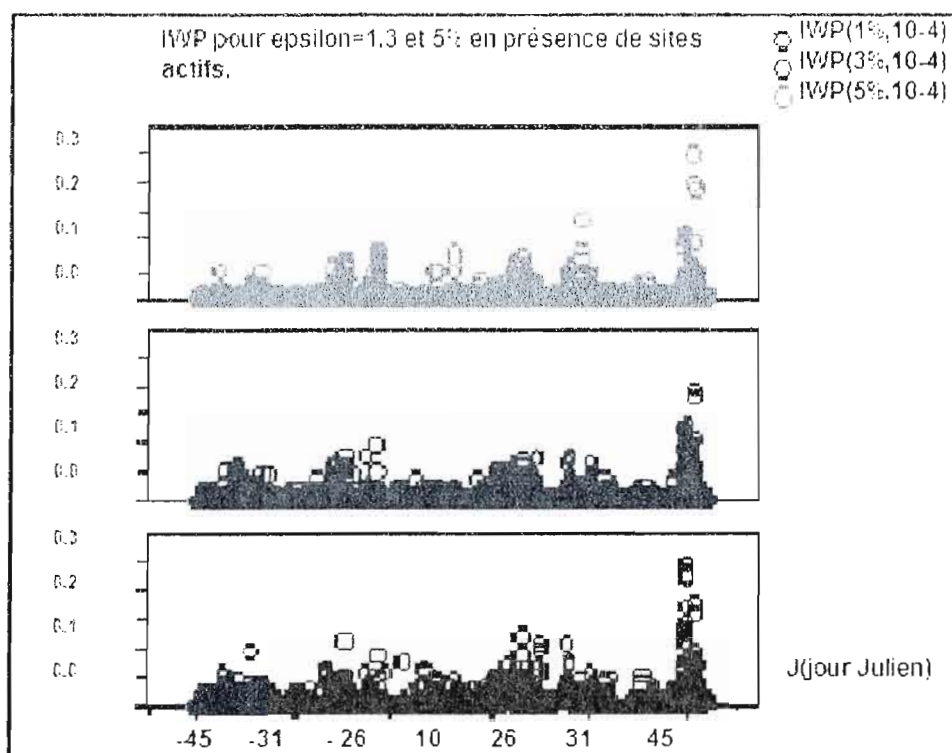
Les simulations sont effectuées en considérant la présence de sites actifs ( $\alpha$ ), les résultats présentés dans cette section sont pour une proportion de site actif  $\alpha = 10^{-4}$  (voir section 3.1). La population d'aérosols est caractérisée par un angle de contact de  $60^\circ$ , donc un cosinus de l'angle de contact  $m = 0,5$ , (voir 3.2). Dans cette partie le comportement de l'eau liquide intégrée à verticale LWP et la glace intégrée à la verticale IWP est étudié en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) qui varie de 1 à 5% et ce en présence de sites actifs.

Les figures 3.7 et 3.8 nous montrent respectivement la quantité d'eau liquide et la quantité de glace intégrée à verticale simulée par le modèle en présence de sites actifs ( $\alpha = 10^{-4}$ ).



**Figure 3.7** La quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon=e$ ). Bleu ( $\epsilon=1\%$ ), rouge ( $\epsilon=3\%$ ), vert ( $\epsilon=4\%$ ) en présence de sites actifs.

Dans ce cas, on remarque que le cas  $\epsilon=1\%$  simule des quantités très faibles d'eau liquide. Comme dans le cas où il y a absence de sites actifs, la quantité d'eau liquide simulée augmente quand l'inadaptation élastique augmente comme dans le cas  $\epsilon=4\%$  qui simule en moyenne plus d'eau et plus d'événements par rapport à  $\epsilon=3\%$ . Le maximum d'eau liquide simulée dans ce cas atteint 0,06 mm. En présence de sites actifs, la quantité d'eau liquide simulée par le modèle (LWP) augmente quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente, sauf pour  $\epsilon=5\%$  où la quantité d'eau diminue légèrement.



**Figure 3.8** Quantité de glace intégrée à la verticale IWP pour  $\epsilon=1\%$  (bleu),  $\epsilon=3\%$  (rouge) et  $\epsilon=5\%$  (vert) en présence de sites actifs.

En présence de sites actifs, le modèle simule de la glace pour toute la période étudiée (voir figure 3.8). Dans ce cas, on remarque que  $\varepsilon=1\%$  simule plus de glace et ce pour toute la période et le maximum atteint 0,24 mm. La quantité de glace simulée diminue quand l'inadaptation élastique augmente.

Les moyennes et les maximums d'eau liquide et de glace ainsi que le total simulés par le modèle pour chaque valeur de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) en présence de sites actifs ( $\alpha$ ) sont montrés dans le tableau 3.6 ci-dessous.

LWP ( $\alpha=10^{-4}$ )	$\varepsilon=1\%$	$\varepsilon=2\%$	$\varepsilon=3\%$	$\varepsilon=4\%$	$\varepsilon=5\%$
Moy LWP ( $\text{g/m}^2$ )	0,0006	0,35	0,85	1,1	0,81
Max LWP ( $\text{g/m}^2$ )	0,93	41	43	64	50
Moy IWP ( $\text{g/m}^2$ )	7,1	5,0	3,3	2,9	3,6
Max IWP ( $\text{g/m}^2$ )	230	180	160	230	270
Total ( $\text{g/m}^2$ )	7,10	5,35	4,15	4,00	4,41

**Tableau 3.6** Variation de la moyenne (moy) et du maximum (max) de la quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP ( $\text{g/m}^2$ ) et la quantité de glace intégrée à la verticale IWP ( $\text{g/m}^2$ ) en fonction de l'inadaptation élastique  $\varepsilon(\%)$  en présence de sites actifs ( $\alpha=10^{-4}$ ).

La présence de sites actifs, réduit la quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP ( $\varepsilon$ ) simulée pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) excepté pour  $\varepsilon=4\%$  où la

quantité d'eau simulée en présence de sites actifs est supérieure à celle simulée en leur absence de 28% (dans ce cas le maximum simulé atteint  $64\text{g/m}^2$ ). La diminution dans la quantité d'eau liquide simulée engendrée par la présence de sites actifs est considérable pour  $\epsilon = 1\%$  et  $2\%$ . Une diminution de 99% pour  $\epsilon = 1\%$  et 64% pour  $\epsilon = 2\%$  dans la quantité d'eau simulée (tableau 3.8). Il y a une augmentation de 550% dans la quantité d'eau simulée (LWP) quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente de 1 à 2%. La quantité de glace simulée par le modèle (IWP) en présence de sites actifs diminue quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente sauf dans le cas  $\epsilon = 5\%$  où la quantité moyenne ainsi que le maximum simulés augmentent. La diminution est de 30% dans la quantité de glace simulée (IWP) quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente de 1 à 2%.

La présence de sites actifs fait augmenter la quantité de glace intégrée à la verticale IWP ( $\epsilon$ ) simulée pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) excepté pour  $\epsilon = 4\%$  où la quantité de glace simulée en présence de sites actifs est légèrement inférieure à celle simulée en leur absence.

L'augmentation dans la quantité de glace simulée engendrée par la présence de sites actifs est considérable pour  $\epsilon = 1\%$  et  $2\%$ . Une augmentation de 75% pour  $\epsilon = 1\%$  et 66% pour  $\epsilon = 2\%$  dans la quantité de glace simulée (tableau 3.6).

En conclusion, en présence de sites actifs, le modèle est plus sensible à la variation de la quantité d'eau simulée qu'à la variation de la quantité de glace simulée et la sensibilité est plus marquée quand l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente de 1% à 2%. L'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) influence plus la formation de l'eau et de la glace en présence de sites actifs.

Le tableau 3.7 nous montre la contribution de la nucléation par déposition et par gel ainsi que le total (gel+déposition) en fonction de l'inadaptation élastique en présence de sites actifs.

$\alpha = 10^{-4}$	$\varepsilon = 1\%$	$\varepsilon = 2\%$	$\varepsilon = 3\%$	$\varepsilon = 4\%$	$\varepsilon = 5\%$
<b>Congélation</b> (n/cm <sup>3</sup> )	0,18	0,13	0,04	0,002	0,0007
<b>Déposition</b> (n/cm <sup>3</sup> )	$1,2 * 10^{-7}$	0,055	0,10	0,14	0,12
<b>Total</b> (n/cm <sup>3</sup> )	0,18	0,13	0,14	0,14	0,12

**Tableau 3.7** Nucléation par déposition et par gel ainsi que le total en (nombre/cm<sup>3</sup>) en fonction de l'inadaptation élastique en présence de sites actifs.

Dans le cas où l'inadaptation élastique est de 1% (cas qui simule le plus de glace), le total de noyaux glaçogènes activés est attribuable au gel par congélation. À partir de  $\varepsilon = 3\%$ , le mode de nucléation de noyaux glaçogènes par déposition devient dominant par rapport au mode de congélation. Quand l'inadaptation élastique augmente, la quantité d'eau simulée par le modèle augmente, ce qui engendre une augmentation de la nucléation par déposition au détriment de la congélation. L'augmentation de l'inadaptation élastique ( $\varepsilon$ ) favorise la nucléation par déposition mais le total a tendance à diminuer ce qui se traduit par la diminution de IWP. Le mode de nucléation par gel est favorisé lorsque la sursaturation par rapport à la glace est faible, cela se produit lorsque l'inadaptation élastique est de 1%.

### 3.4 Ordre d'influence des paramètres ( $m$ , $\alpha$ et $\epsilon$ )

Les résultats obtenus montrent qu'en présence ou en absence de sites actifs, le modèle est plus sensible à la variation de l'inadaptation élastique quand celle-ci ne dépasse pas 2%. Le tableau 3.8 illustre la comparaison des moyennes et des maximums d'eau et de glace simulés en présence et en absence de sites actifs.

$\alpha=0$	$\epsilon=1\%$	$\epsilon=2\%$
LWP (g/m <sup>2</sup> )	0,58 (39)	0,97 (48)
IWP (g/m <sup>2</sup> )	3,9 (340)	3,5 (320)
Total	4,48	4,47
$\alpha=10^{-4}$	$\epsilon=1\%$	$\epsilon=2\%$
LWP	0,00058 (0.93)	0,35 (41)
IWP	7,1 (230)	5,0 (180)
Total	7,1	5,35

**Tableau 3.8** Comparaison de la quantité d'eau intégrée à la verticale LWP et la quantité de glace intégrée à la verticale IWP en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) en présence et en absence de sites actifs. Les valeurs entre parenthèses représentent les maximums simulés pour chaque cas.

On remarque qu'en absence de sites actifs, le total d'eau liquide et de glace simulé par le modèle est presque le même quand l'inadaptation élastique passe de 1 à 2%. Dans ce cas l'augmentation dans la quantité d'eau simulée est compensée par la diminution dans la quantité de glace simulée. La nucléation de la glace attribuable au gel par congélation (IWP augmente) dans le cas  $\varepsilon = 1\%$  est compensée par la nucléation de la glace par déposition (LWP augmente) dans le cas  $\varepsilon = 2\%$ . Par contre, en présence de sites actifs, la diminution dans la quantité de glace simulée quand l'inadaptation élastique augmente n'est pas compensée par l'augmentation de la quantité d'eau liquide ce qui engendre une diminution de 24,65% dans le total (eau liquide+ glace) simulé. Dans ce cas, pour  $\varepsilon = 1\%$  la nucléation de la glace par congélation est beaucoup plus importante que la nucléation par déposition dans le cas  $\varepsilon = 2\%$  ce qui se traduit par une sursaturation par rapport à la glace moins grande et donc un faible apport de la nucléation par déposition qui dépend de la sursaturation par rapport à la glace.

Pour une valeur de l'inadaptation élastique  $\varepsilon = 1\%$  la présence de sites actifs fait diminuer la quantité d'eau simulée de 99% et augmenter la quantité de glace simulée de 75%. La diminution dans la quantité d'eau simulée est de 64 % dans le cas  $\varepsilon = 2\%$  et une augmentation de 66 % dans la quantité de glace simulée.

Le choix des paramètres vise à optimiser la quantité de glace simulée (tout en conservant une quantité d'eau liquide raisonnable afin d'obtenir un ratio liquide-solide représentatif des nuages arctiques) en Arctique pendant la saison hivernale, il semble que le choix du paramètre de mouillabilité  $m = 0,5$  soit un choix judicieux (voir 3.2). Cette valeur est d'ailleurs la même que celle utilisée par Khvorostyanov et Curry (2000). Reste à choisir entre l'inadaptation élastique et la présence de sites actifs.

Le cas  $\varepsilon = 1\%$  est celui qui simule plus de glace en présence de sites actifs ( $7,1 \text{ g/m}^2$ ) et en absence de sites actifs ( $3,9 \text{ g/m}^2$ ) tels que présenté dans le tableau 3.11. Le cas  $\varepsilon = 2\%$  simule  $3,5 \text{ g/m}^2$  de glace en absence de sites actifs. Pour augmenter cette quantité, deux possibilités s'offrent à nous : a) diminuer l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  à 1%, ce qui augmentera la quantité de glace simulée à  $3,9 \text{ g/m}^2$  ( $0,58 \text{ g/m}^2$  d'eau liquide simulée). b) garder  $\varepsilon = 2\%$  et prendre en considération la présence de sites actifs, ce qui augmentera la quantité de glace simulée à  $5,0$



$\text{g/m}^2$  ( $0,35 \text{ g/m}^2$  d'eau liquide simulée). Donc la présence de sites actifs ( $\alpha$ ) influence plus la formation de la glace que l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ); ceci est dû en partie au fait que la présence de sites actifs fait diminuer la température de nucléation (voir I.3.4, figure 1.4).

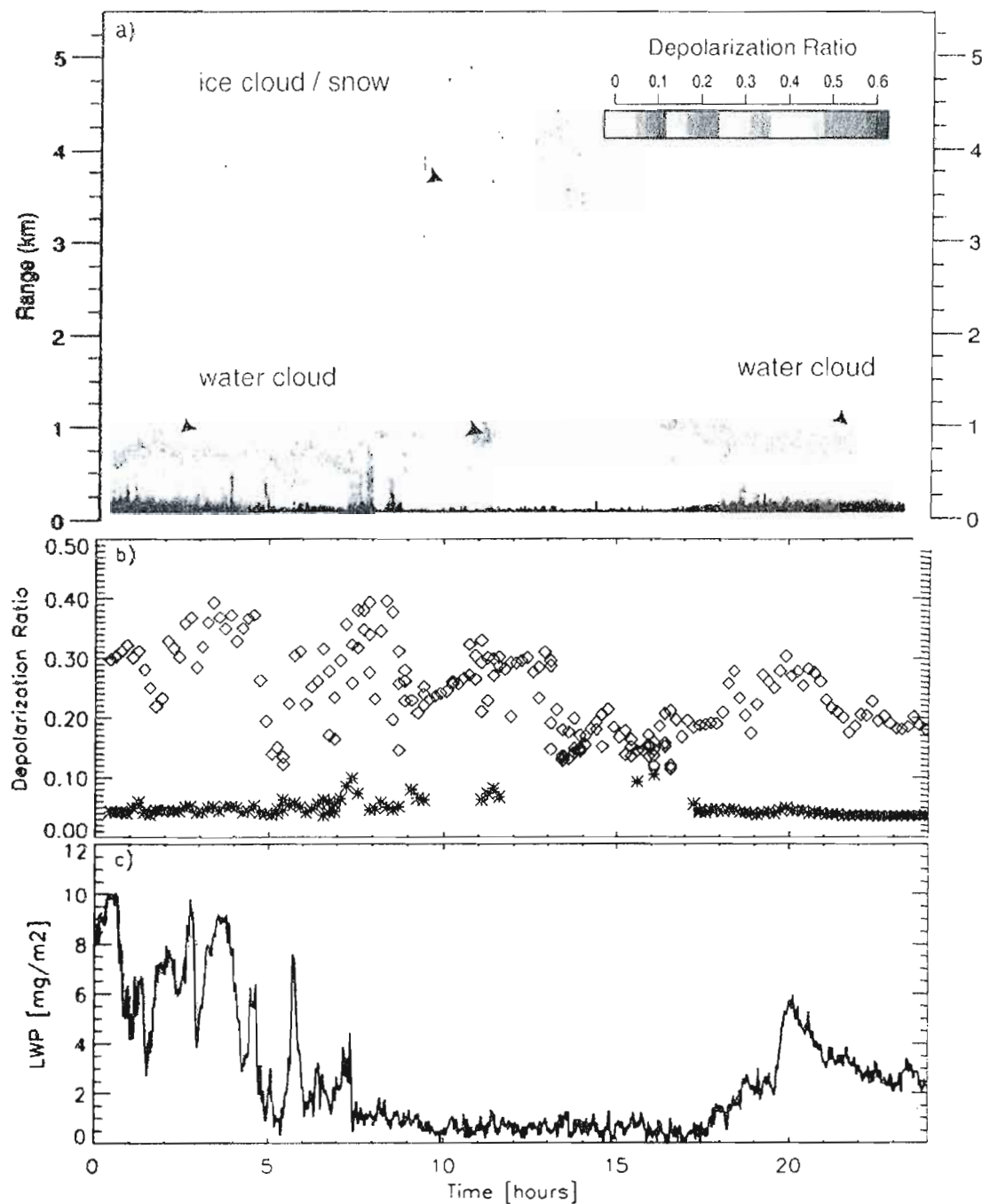
Dans cette étude, l'ordre de priorité établi pour les paramètres qui influencent la formation de la glace en Arctique est le suivant : Le paramètre de mouillabilité ( $m$ ), la présence de sites actifs ( $\alpha$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ).

Dans la partie suivante, nous allons étudier le comportement de l'eau liquide et de la glace par niveau (LWC/IWC) pour voir leur évolution en fonction de la température et de l'altitude pour un paramètre de mouillabilité  $m=0,5$  (la population d'aérosols est caractérisée par un angle de contact de  $60^\circ$  et différentes valeurs de l'inadaptation élastiques ( $\epsilon$ ) en présence et en absence de sites actifs ( $\alpha$ ).

### 3.5 Structure verticale et température

En Arctique, le bilan radiatif en surface est considérablement influencé par les nuages. Cette influence dépend de la dimension et de la forme des hydrométéores qui constituent le nuage, de la quantité et de la phase de l'eau condensée, de leur distribution verticale et horizontale (Curry et al., 2000). Certaines propriétés macro et microphysiques des nuages arctiques en phase mixte ont été obtenues par l'analyse des observations pendant la campagne de mesure SHEBA entre 1997 et 1998. Selon Shupe et al. (2005), l'épaisseur des nuages en phase mixte varie entre 0,5 et 3km, la base du nuage se situe entre 0 et 2 km à une température entre  $-25$  et  $-5^{\circ}\text{C}$ . La figure 3.9 nous montre la composition typique du nuage en Arctique tiré d'Intrieri et al. (2002a).

La figure 3.9 montre le rapport de dépolarisation du lidar, ce qui correspond à la phase liquide du nuage et ce qui correspond à la phase glace ainsi que les données de l'eau intégrée à la verticale (LWP) mesurées à l'aide d'un radiomètre micro-onde pour la journée du 06 mai 1998 (SHEBA). Entre 0000 et 0800Z, 1800 et 2400Z, le rapport de dépolarisation est autour de 0,05 dans les basses couches (jusqu' à 1km), ce qui correspond au moment où le radiomètre détecte de l'eau liquide. Entre 0800 et 1800Z, la couche de nuage bas se dissipe partiellement et le lidar détecte des nuages jusqu' à 5km avec un rapport de dépolarisation qui varie entre 0,1 et 0,4. Le radiomètre détecte de petites quantités d'eau liquide pendant cette période.



**Figure 3.9** a) Rapport de dépolarisation du radar, b) Rapport de dépolarisation correspondant au nuage liquide en Astérix et à la glace en losanges, c) LWP en  $\text{mg/m}^2$  pour le 06 mai 1998 (SHEBA).

Le panneau du haut représente le rapport de dépolarisation du lidar, lorsque les valeurs du rapport de dépolarisation sont inférieures à 0,11 (violet), cela indique la présence d'eau liquide (LWP), des valeurs plus grandes indiquent la présence de la glace. Ces mesures indiquent que l'eau et la glace sont présentes la plupart du temps en même temps dans les bas niveaux, ce qui suggère la présence de nuages mixtes. De façon typique, ces nuages stratiformes sont constitués d'une fine couche d'eau liquide dans laquelle sédimentent de gros cristaux. Ces derniers sont donc généralement bien distribués entre la base du nuage et la surface.

En Arctique durant l'hiver, les nuages sont souvent de nature stratiformes engendrés par la présence d'inversions de température qui limitent les échanges verticaux dans l'atmosphère. Parmi ces nuages bas, on distingue le stratus, la précipitation en ciel clair, et le bouillard de glace. Le principal mécanisme responsable de leur formation est le refroidissement radiatif que subi l'air transporté des latitudes moyennes (Curry et al., 1990). Ces nuages sont très sensibles à la présence de noyaux de condensation et des noyaux glaçogènes. Ces nuages contribuent au flux infrarouge vers le bas (Curry et al., 1996) et peuvent aussi influencer le couvert de glace et l'épaisseur de la neige (Curry et al., 1990). À titre d'exemple, la contribution de la précipitation en ciel clair peut atteindre  $60 \text{ W/m}^2$  au flux infrarouge vers le bas à la surface (Girard et Blanchet, 2001).

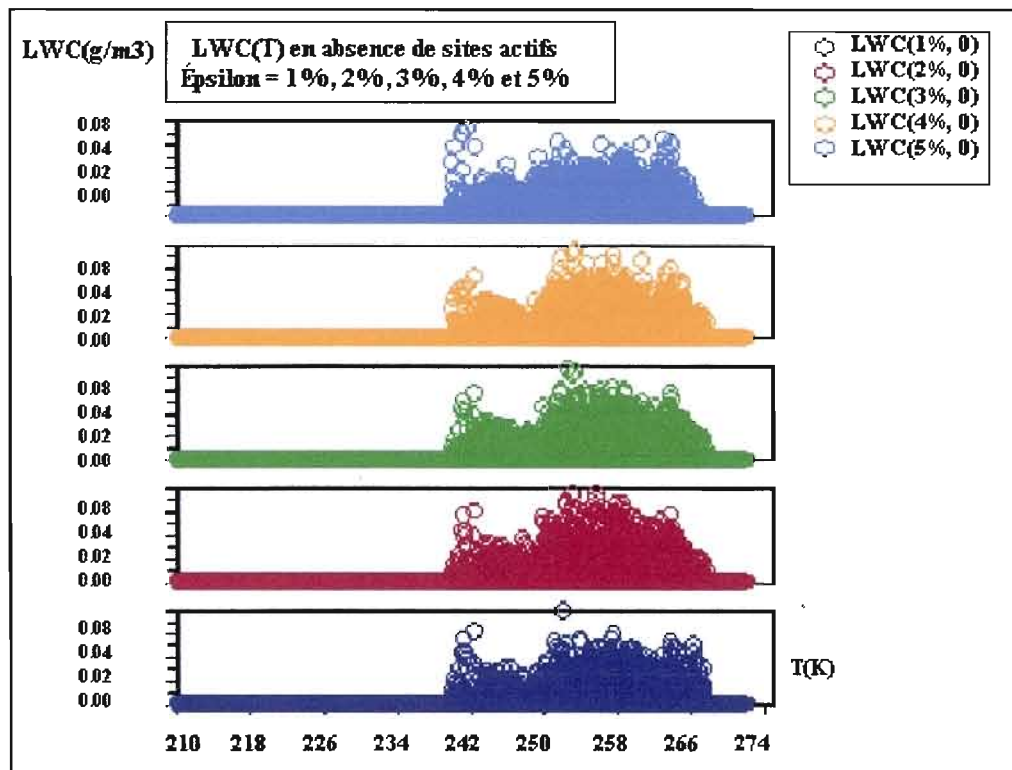
L'étude de la sensibilité du modèle local du climat (LCM11) au paramètre de mouillabilité, à la présence de sites actifs et à l'inadaptation élastique nous a révélée que ces paramètres influencent grandement la formation de l'eau et de la glace dans le nuage, d'où l'importance d'étudier l'influence de ces paramètres sur les profils verticaux de l'eau et de la glace.

À partir de l'étude de l'influence de l'inadaptation élastique, de l'angle de contact et la présence de sites actifs sur LWP (eau intégrée à la verticale) et sur IWP (glace intégrée à la verticale), nous avons conclu que choisir un paramètre de mouillabilité  $m=0,5$  (un angle de contact de  $60^\circ$ ) est un cas qui représente bien l'Arctique, il permet de simuler des quantités

d'eau liquide et de glace qui représentent bien l'Arctique pendant la saison d'hiver et ce pour diverses combinaisons de sites actifs et d'inadaptation élastique (3.2).

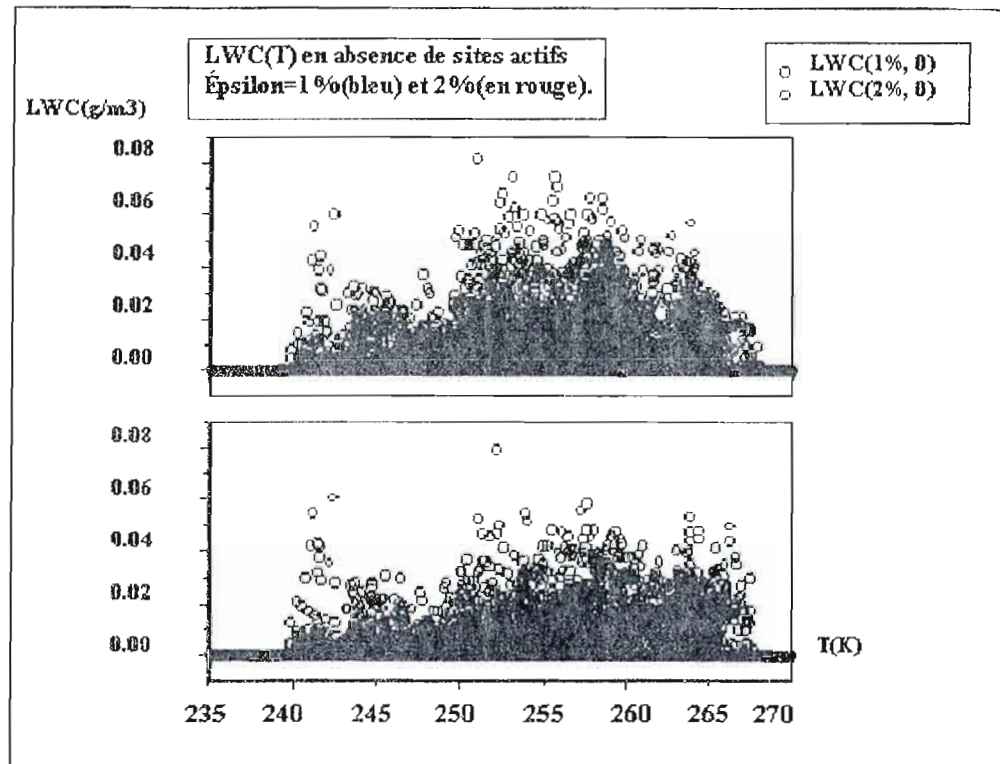
Nous allons tenter d'approfondir notre recherche en étudiant le comportement du contenu en eau liquide LWC et du contenu en glace IWC en fonction de la température et de l'altitude. Les simulations ont été effectuées pour la période d'octobre 1997 à février 1998 pour étudier le profile verticale de l'eau liquide et de la glace pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  en fonction de la température et de l'altitude en absence de site actif. Les mêmes simulations ont été réalisées pour le cas où il y a présence de sites actifs et les résultats sont très similaires au cas présent (sans site actif). Ils ne seront pas montrés dans ce mémoire.

La figure 3.10 illustre le contenu en eau liquide en fonction de la température LWC (T) pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique  $\varepsilon$  (1% à 5%) en absence de sites actifs. La figure 3.11 est un zoom qui nous permet de voir de plus près la variation du contenu en eau liquide en fonction de la température LWC (T) pour  $\varepsilon=1\%$  et  $2\%$ .



**Figure 3.10** Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température LWC (T). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).

Pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastiques, le modèle simule de l'eau liquide pour des températures variant entre 239K et 269K et le contenu en eau liquide simulé a tendance à augmenter lorsque l'inadaptation élastique augmente. L'augmentation dans la quantité d'eau simulée est de 92% (tableau 3.11) quand  $\epsilon$  passe de 1 à 2%. En moyenne le contenu en eau simulé est presque constant pour les cas  $\epsilon=3\%$  et 4%. L'augmentation du contenu en eau liquide est donc plus significative lorsque l'inadaptation élastique augmente de 1% à 2%. La figure suivante (3.11) montre un zoom pour ces deux derniers cas. On peut voir que la quantité d'eau simulée pour le cas  $\epsilon=2\%$  est supérieure à celle simulée pour le cas  $\epsilon=1\%$  et ce pour toutes les températures.



**Figure 3.11** Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température LWC (T). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs.

Le tableau 3.9 montre que l'augmentation des moyennes du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) lorsque l'inadaptation élastique passe de 1% à 2% est généralisée pour tous les intervalles de températures

	T (240-245K)	T (245-250K)	T (250-255K)	T (255-260K)	T (260-268K)
LWC ( $\epsilon=1\%$ )	0,0012	0,0007	0,0022	0,0025	0,0021
LWC ( $\epsilon=2\%$ )	0,0016	0,0009	0,0040	0,0045	0,0039

**Tableau 3.9** Contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température pour  $\epsilon=1\%$  et  $2\%$

La figure 3.12 nous montre la variation du contenu en eau liquide ( $\text{g/m}^3$ ) pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique en fonction de l'altitude. L'altitude varie entre 14m et 15500m ce qui correspond aux niveaux 49 et 1 du modèle respectivement.



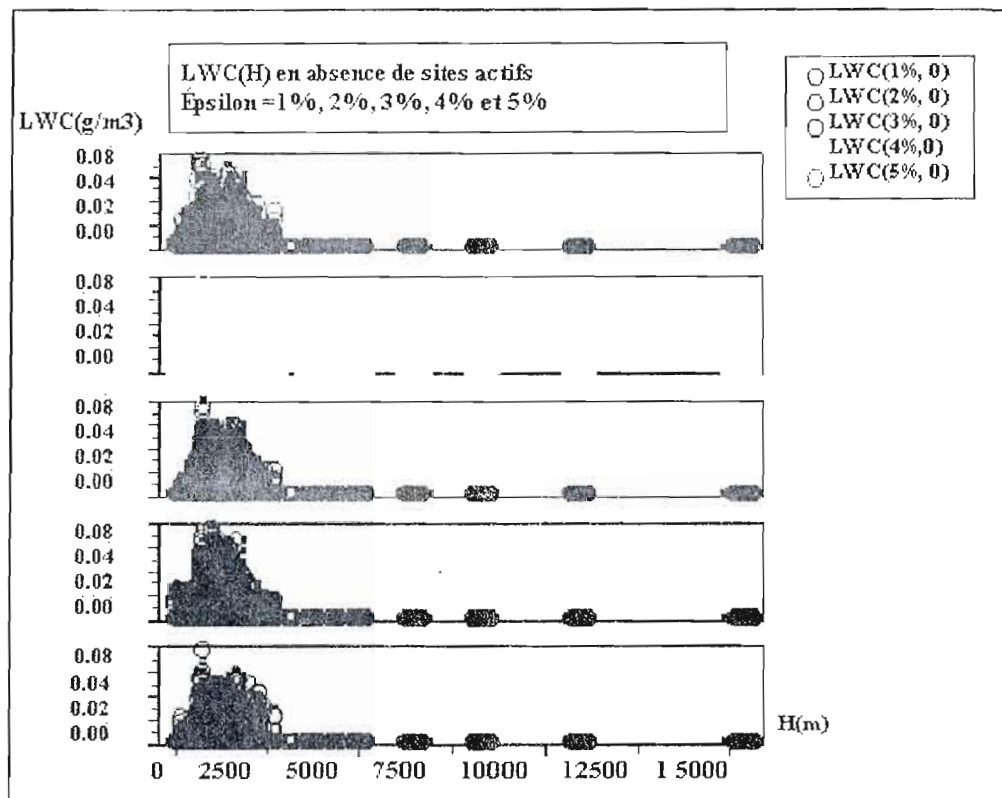
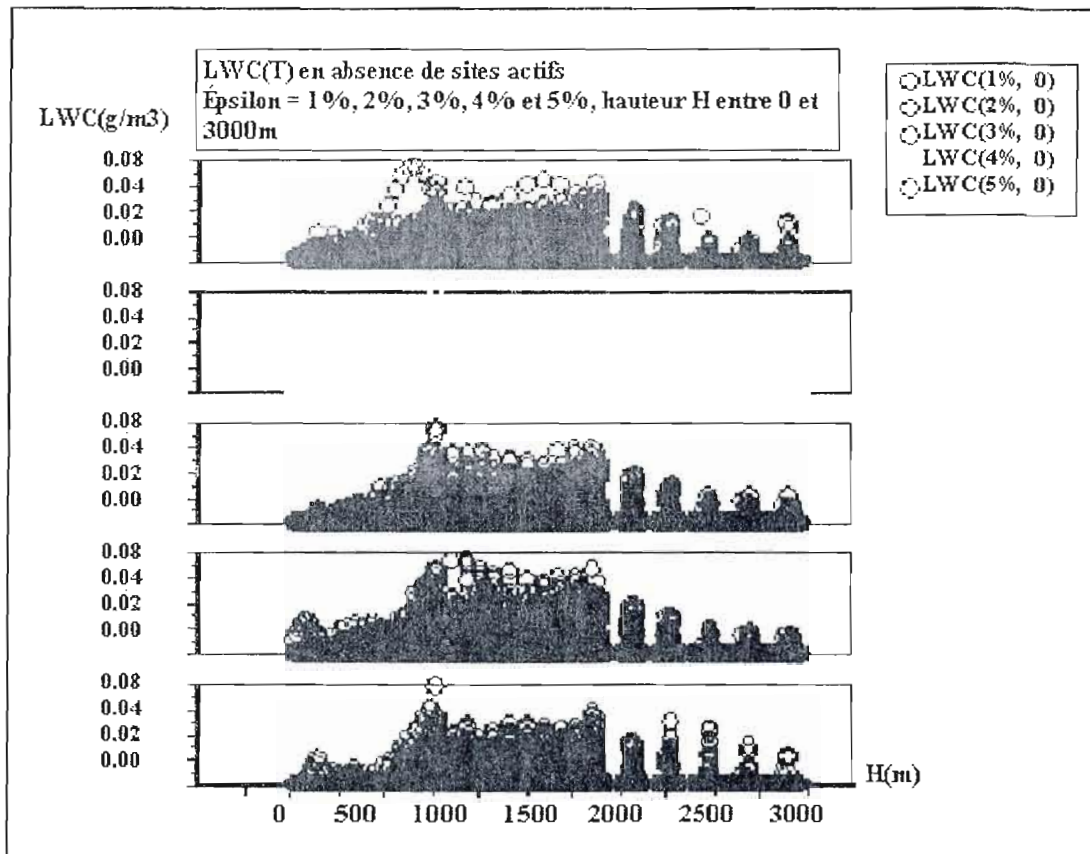


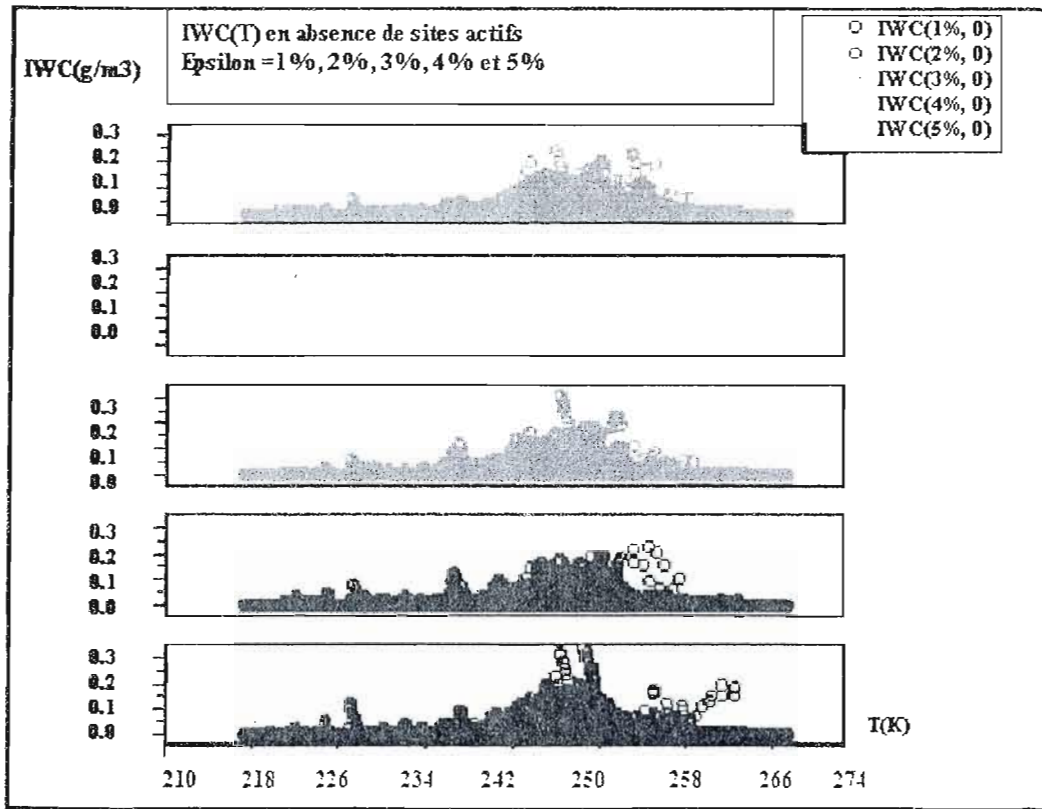
Figure 3.12 Contenu en eau liquide en fonction de l'altitude LWC ( $H$ ) en  $\text{g/m}^3$ . En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).

À partir d'une altitude de 3000m, le modèle produit de très faibles quantités d'eau pour les différentes valeurs de l'inadaptation élastique. L'eau simulée dans les bas niveaux (altitude inférieure à 3000 m) a tendance à augmenter lorsque l'inadaptation élastique augmente. On remarque une augmentation significative (75%) dans la quantité moyenne d'eau simulée lorsque l'inadaptation élastique passe de 1 à 2 % et une légère diminution est enregistrée dans les cas  $\epsilon=3$  et 4% (tableau 3.11). Ces résultats montrent que le modèle reproduit la structure verticale typique de la quantité d'eau liquide telle que fréquemment observée en Arctique durant l'hiver avec un maximum d'eau se situant au sommet des nuages bas et de faibles quantités d'eau liquide dans les premiers 500 m d'altitude (voir figure 3.13).



**Figure 3.13** Contenu en eau liquide (g/m<sup>3</sup>) en fonction de l'altitude LWC (H). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).

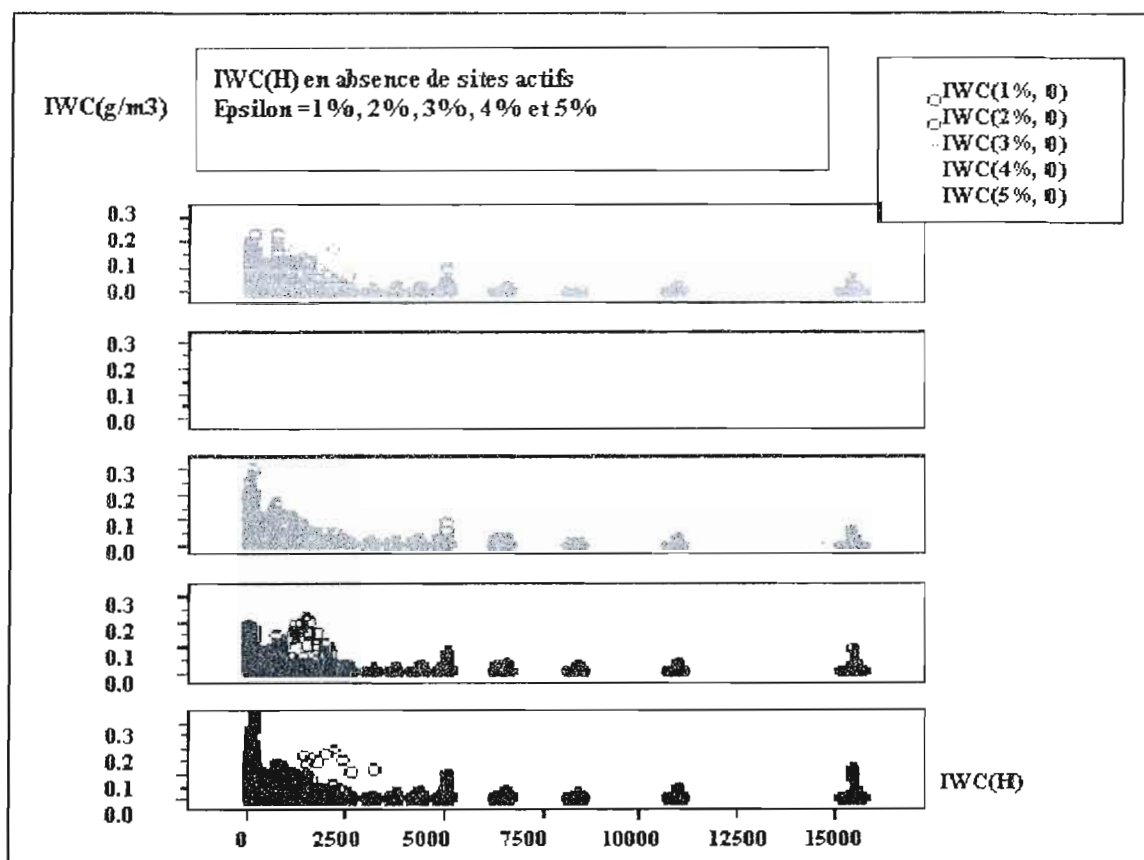
Les figures 3.14 et 3.15 illustrent respectivement, le contenu en glace simulé en fonction de la température et de l'altitude pour les différentes valeurs de l'inadaptation élastique en absence de sites actifs.



**Figure 3.14** Contenu en glace ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de la température IWC (T) en absence de sites actifs. En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ).

Si on considère un seuil de  $0.1\text{g/m}^3$ , les courbes de glace ont une forme de cloche et le maximum de la quantité de glace simulée en fonction de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) se retrouve à l'intérieur de la courbe à des températures comprises entre 242 K et 253 K. À des températures supérieures à 253 K, le cas  $\epsilon=1\%$  simule quelques événements de glace jusqu'à 264 K et le cas  $\epsilon=2\%$  jusqu'à 258 K. Cependant, les cas  $\epsilon=3\%$ ,  $4\%$  et  $5\%$  ne simulent pas de glace à des températures supérieures à 256 K. On peut déduire qu'à partir de  $\epsilon=3\%$ , L'augmentation de l'inadaptation élastique empêche la formation de la glace à des températures au-delà de 256 K.

La figure 3.15 illustre le contenu en glace ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de l'altitude IWC (H) pour les différentes valeurs de l'inadaptation élastique.



**Figure 3.15** Contenu en glace ( $\text{g/m}^3$ ) en fonction de l'altitude IWC (H). En bleu ( $\epsilon=1\%$ ), en rouge ( $\epsilon=2\%$ ), vert ( $\epsilon=3\%$ ), en orange ( $\epsilon=4\%$ ) et bleu clair ( $\epsilon=5\%$ ), en absence de sites actifs.

Pour les différentes valeurs de l'inadaptation élastique, le modèle simule presque la même quantité de glace dans les niveaux moyens et supérieurs (entre 3000 et 15000 m d'altitude). La variation dans la quantité de glace simulée est plus significative dans les bas niveaux. Tous les cas étudiés réussissent à bien simuler la structure verticale typique de la glace en

Arctique; c'est-à-dire une concentration de cristaux de glace relativement uniforme de la surface jusqu'au sommet du nuage de couche limite. En moyenne, la quantité de glace simulée par le modèle a tendance à diminuer lorsque l'inadaptation élastique augmente (tableau 3.11).

$\text{g/m}^3$	$\varepsilon = 1\%$	$\varepsilon = 2\%$	$\varepsilon = 3\%$	$\varepsilon = 4\%$	$\varepsilon = 5\%$
Moy. LWC	$0,12 \cdot 10^{-3}$	$0,21 \cdot 10^{-3}$	$0,19 \cdot 10^{-3}$	$0,19 \cdot 10^{-3}$	$0,24 \cdot 10^{-3}$
Moy. IWC	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,92 \cdot 10^{-3}$	$0,91 \cdot 10^{-3}$	$0,92 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-3}$
Total	$1,32 \cdot 10^{-3}$	$1,13 \cdot 10^{-3}$	$1,10 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,13 \cdot 10^{-3}$
Max. LWC	0,072	0,100	0,085	0,100	0,075
Max. IWC	0,32	0,22	0,30	0,22	0,24

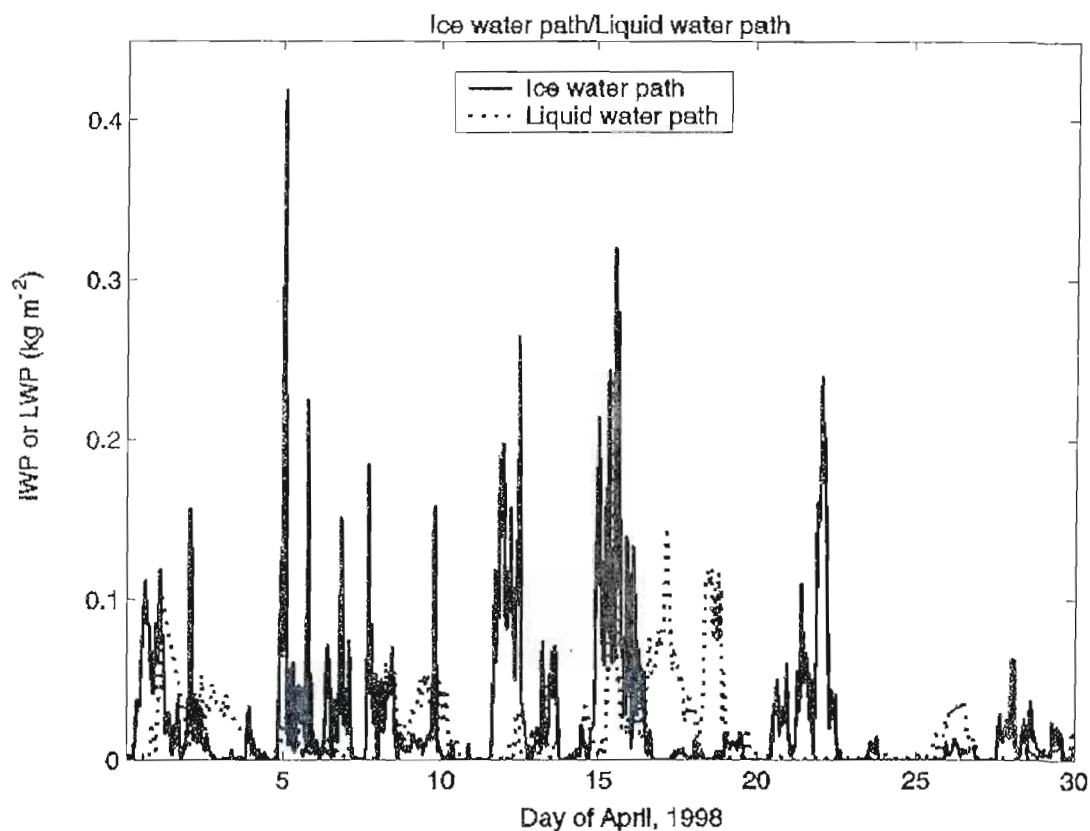
**Tableau 3.11** Variation de la quantité moyenne et maximale d'eau et de glace ( $\text{g/m}^3$ ) ainsi que le total simulés en fonction de l'inadaptation élastique, en absence de sites actifs.

### 3.6 Validation des résultats

#### 3.6.1 Comparaison avec les observations

À l'aide de simulations faites avec deux paramétrages de la nucléation hétérogène de la glace implantés dans le modèle local du climat (LCM11), celui de Khvorostyanov et Curry (2000) et celui de Meyers et al. (1992), on procédera à une comparaison de la quantité d'eau liquide et de glace intégrée à la verticale (LWP et IWP) simulés avec les deux paramétrages. Dans le paramétrage de Meyers et al. (1992), la concentration de noyaux glaçogènes (NG) a été divisée par 100. C'est une méthode fréquemment utilisée par les experts en modélisation pour contrer certaines faiblesses des schémas microphysiques. Dans ce cas, c'est pour permettre au modèle de simuler davantage d'eau liquide. Pour le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000), on choisira une combinaison de paramètres qui représente mieux l'atmosphère en Arctique ( $m=0,5$ ; inadaptation élastique de 1% ; sites actifs de  $10^{-4}$ ). Les simulations de LWP (eau liquide intégrée à la verticale) et IWP (glace intégrée à la verticale) avec les deux paramétrages de la nucléation hétérogène de la glace sont faites pour le mois d'avril 1998 et comparées avec ce qui a été observé pendant la campagne de mesure SHEBA (Surface Heat Budget of Arctic Ocean) pour la même période. Le mois d'avril est sélectionné dans cette étude pour deux raisons principales : (1) le bon fonctionnement du radiomètre micro-onde durant ce mois fournit une banque d'observations complète et (2) une fréquence très élevée de nuages en phase mixte.

Les figures 3.16, 3.17 et 3.18 illustrent respectivement la quantité d'eau liquide et de glace intégrée à la verticale observée, simulée par Khvorostyanov et Curry (2000) et simulée par Meyers et al. (1992) et ce pour le mois d'avril 1998.



**Figure 3.16** Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) observées le mois d'avril 1998 (Zhang et Lohmann, 2003).

La figure ci-dessus, montre que les nuages liquides, mixtes et glacés étaient fréquemment présents pendant ce mois. La plupart du temps, le site était couvert de nuages et de précipitations (la réflectivité radar était souvent supérieure à 0 dBz) entre la surface et 9 km. Les nuages de la couche limite (précipitations en ciel clair ou brouillard glacé) étaient présents et la quantité de précipitation est plus importante au milieu du mois (Zhang et Lohmann, 2003).

L'eau liquide intégrée à la verticale (LWP) était présente presque tous les jours du mois avec des épisodes faibles (10-12 avril, 20-25 avril) où la quantité observée ne dépasse pas  $0,01 \text{ kg/m}^2$ . Les quantités d'eau liquide ont atteint  $0,05 \text{ kg/m}^2$  du 01 au 04 avril, du 08 au 11 et du 26 au 28 avril. La quantité maximale d'eau liquide a été observée au milieu du mois avec des quantités qui varient entre  $0,05$  et  $0,15 \text{ kg/m}^2$  avec un pic de  $0,25 \text{ kg/m}^2$  le 16 avril. Meyers et al. (1992) simule une faible quantité d'eau liquide le 07 avril ( $0,01 \text{ kg/m}^2$ ) et une quantité qui varie entre  $0,01$  et  $0,05 \text{ kg/m}^2$  entre le 17 et 21 avril avec un maximum de  $0,09$  le 18 avril (figure 3.19). Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs simule  $0,01 \text{ kg/m}^2$  d'eau liquide du 05 au 09 avril et  $0,025 \text{ kg/m}^2$  du 10 au 13 avril. La quantité d'eau liquide maximale est simulée entre le 15 et 20 avril et atteint  $0,055 \text{ kg/m}^2$  le 16 avril (figure 3.17). En absence de sites actifs, Khvorostyanov et Curry (2000) simule les mêmes événements avec des quantités jusqu'à deux fois plus grandes qu'en présence de sites actifs.

La glace était présente presque tout le mois d'avril 1998 avec de faibles quantités ( $0,02 \text{ kg/m}^2$ ) observées du 17 au 20 avril et du 22 au 26 avril. La quantité maximale observée atteint  $0,42 \text{ kg/m}^2$  du 01 au 05 avril,  $0,22 \text{ kg/m}^2$  du 6 au 11 avril,  $0,32 \text{ kg/m}^2$  du 12 au 16 et  $0,25 \text{ kg/m}^2$  du 21 au 23 avril. Ces quantités sont supérieures à ce qui est simulé par le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) qui produit des quantités de glace qui ne dépassent pas  $0,06 \text{ kg/m}^2$  avec un maximum de  $0,15 \text{ kg/m}^2$  le 14 avril en présence de sites actifs (figure 3.17) et des quantités plus petites avec plus d'événements en absence de sites actifs (figure 3.18) sauf pour la période du 12 au 16 avril où le modèle simule davantage de glace. Les simulations utilisant le paramétrage de Meyers et al. (1992) simulent moins de la moitié de ce qui est observé entre le 01 et 05 avril et entre 12 et le 16 avril. Il sous-estime la quantité de la glace observé entre le 06 et le 11 avril et simule la même quantité de glace observée entre le 21 et 23 avril avec cependant un décalage d'une journée (figure 3.18).

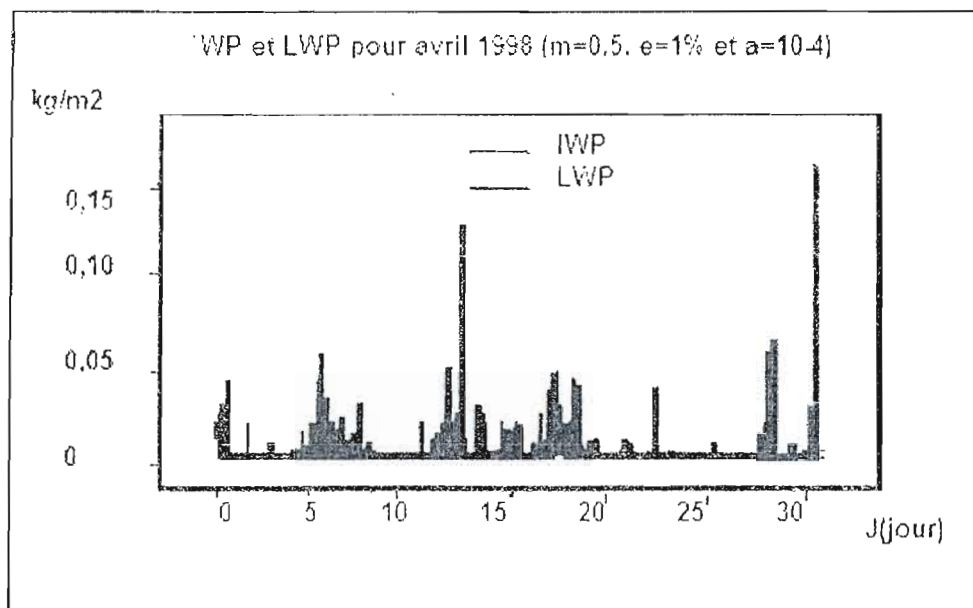
Les deux paramétrages simulent moins d'événements où l'eau liquide a été observée. Le maximum de la quantité d'eau liquide observée pendant le mois d'avril 1998 est simulée par Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs la même journée et par Meyers et al. (1992) deux jours plus tard avec des quantités 2 à 3 fois plus petites que celles observées.



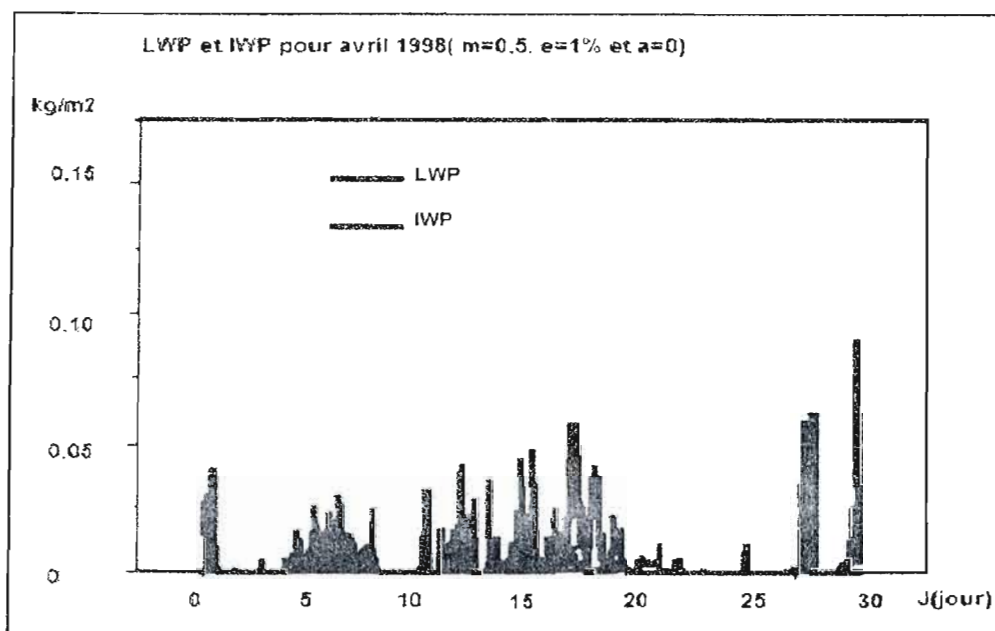
Cependant, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs simule plus d'événements où l'eau liquide est observée avec des quantités plus importantes. De façon générale, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) permet de simuler plus fidèlement la persistance des nuages en phase mixte bien que les quantités d'eau liquide soient inférieures aux observations même en absence de sites actifs.

Les deux paramétrages sous-estiment la quantité d'eau liquide observée pendant le mois d'avril 1998 même en tenant compte de l'incertitude dans la quantité d'eau liquide intégrée à la verticale LWP mesurée par MWR (radar à micro-onde) qui est d'environ  $\pm 0.03 \text{ kg/m}^2$  (Liljegren, 1994). L'incertitude dans la mesure de la quantité de glace intégrée à la verticale IWP n'est pas bien connue mais elle peut être considérable (près de 100%) selon la méthode de recouvrement utilisée (Shupe, 2002). Ces données de quantité de glace intégrée à la verticale IWP recouvrées demeurent toutefois utiles pour une comparaison plus qualitative de la fréquence de la glace intégrée à la verticale et de quantités relatives entre chaque événement. Dans ce contexte, la simulation plus fréquente d'événements de glace intégrée à la verticale IWP avec le paramétrage de Meyers et al., (1992) semble plus réaliste.

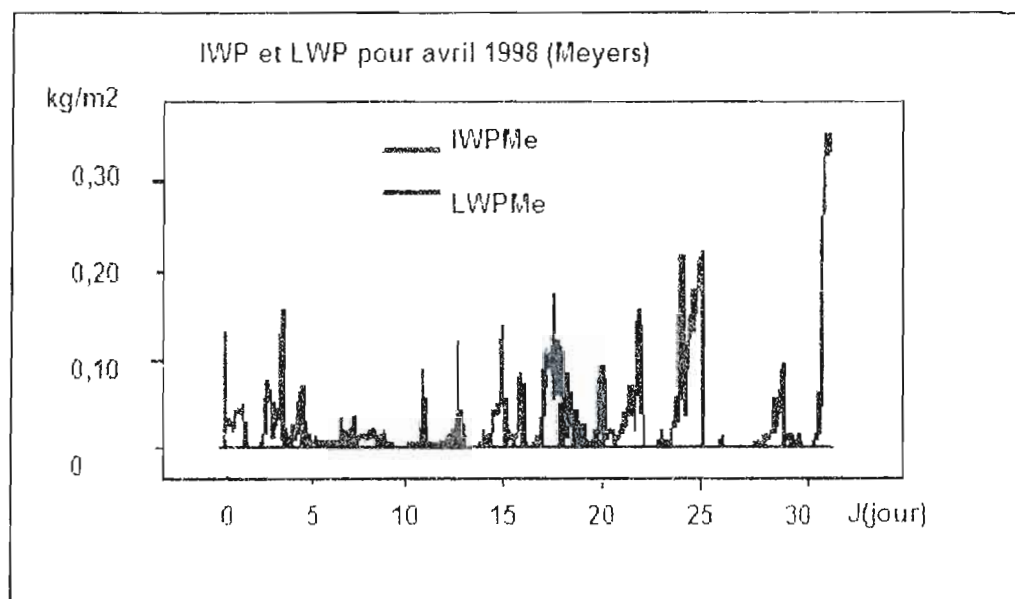
Il est donc difficile de reproduire fidèlement ce qui a été observé pendant le mois d'avril de la campagne de mesure SHEBA. Le paramétrage empirique de Meyers et al. (1992) reproduit mieux la glace observée en termes de quantité au détriment de l'eau liquide en supposant que la technique de recouvrement de la glace intégrée à la verticale IWP est représentative de la réalité en termes qualitatifs. Quant au paramétrage théorique de Khvorostyanov et Curry (2000), bien qu'il simule la présence de l'eau d'une manière presque continue, la quantité de glace demeure relativement faible par rapport à ce qui a été observé. Cependant, il s'avère que ce paramétrage, lorsqu'utilisé avec une inadaptation élastique de 1% en présence de sites actifs, simule des proportions raisonnables d'eau liquide par rapport à l'eau solide. Nous verrons à la section suivante que la relative bonne performance de ce paramétrage avec ce choix de paramètres pourrait être liée à la masse d'air dominante durant ce mois qui contenait relativement peu d'aérosols anthropiques.



**Figure 3.17** Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs ( $m=0,5$ ,  $\epsilon=1\%$ ,  $a=10^{-4}$ ).



**Figure 3.18** Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs ( $m=0.5$ ,  $\varepsilon=1\%$ ,  $a=0$ ).

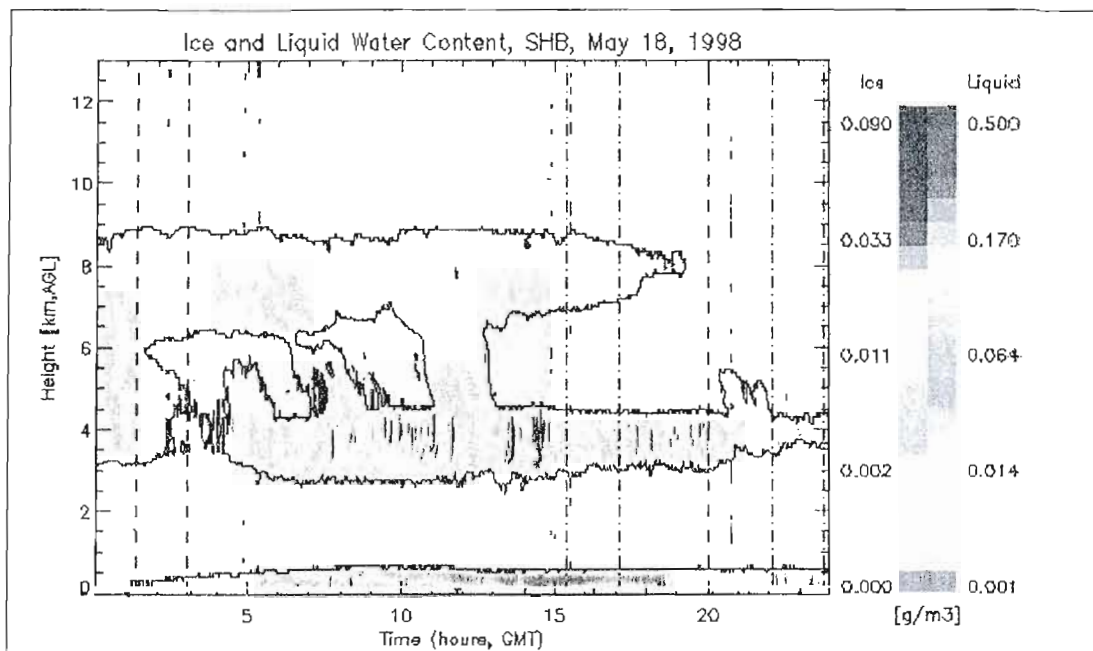


**Figure 3.19** Glace et eau liquide intégrée à la verticale (IWP et LWP) simulées le mois d'avril 1998 avec le paramétrage de Meyers et al. (1992).

### 3.6.2 Comparaison de profils verticaux observés et simulés

Afin de réduire l'incertitude liée à la technique de recouvrement de la glace durant le mois d'avril, on propose d'étudier deux cas de profils verticaux de température et du contenu en eau liquide et solide observés (in situ par avion) durant la campagne de mesure SHEBA et simulés avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) et celui de Khvorostyanov et Curry (2000). Les cas du 18 mai et 7 mai sont examinés.

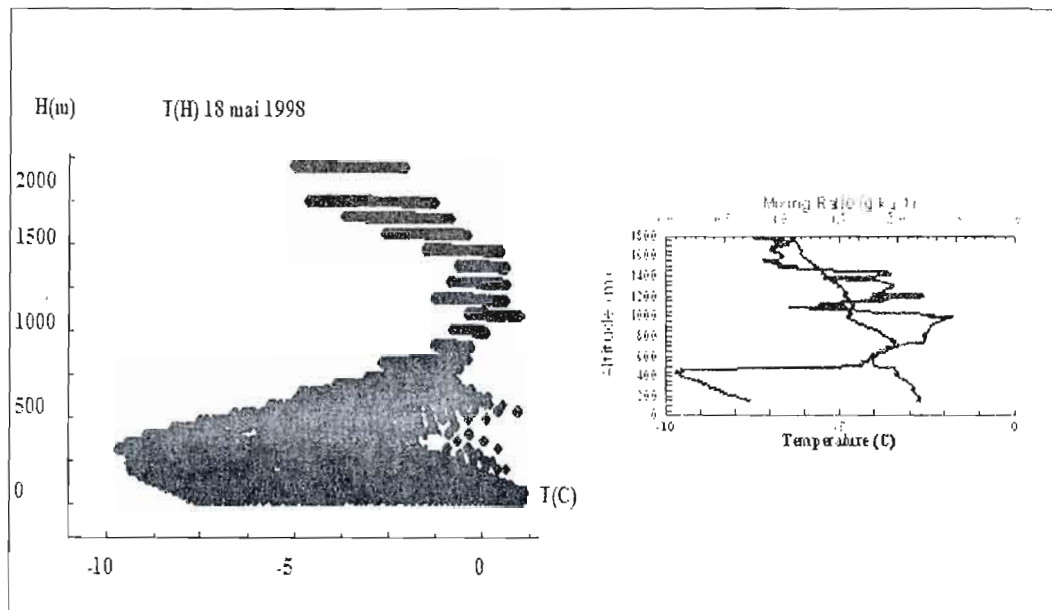
La figure 3.20 illustre le contenu en eau liquide et en glace en  $\text{g/m}^3$  observé pendant la campagne de mesure SHEBA pour la journée du 18 mai 1998. Ces observations sont tirées d'une technique de recouvrement qui ne sera pas utilisée dans nos comparaisons avec nos simulations. Nous présentons ce graphique afin de montrer la situation prévalant durant la journée complète.



**Figure 3.20** Contenu en eau LWC ( $\text{g/m}^3$ ) et contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observés le 18 mai 1998.

La journée est caractérisée par la présence d'un nuage bas (jusqu'à 500 m) qui a persisté durant toute la journée. La température entre le sommet du nuage et la surface s'est maintenue entre  $0^\circ\text{C}$  et  $-10^\circ\text{C}$ . Entre 0500Z et 1900Z, 2100Z et 2400Z, ce nuage est composé d'eau liquide. Le contenu en eau liquide atteint  $0,5 \text{ g/m}^3$ . Entre 0000Z et 0500Z, 1900Z et 2100Z, il y a présence de nuages mixtes composés d'une faible quantité d'eau liquide ( $0,01 \text{ g/m}^3$ ) et de glace ( $0,003 \text{ g/m}^3$ ). Un nuage entre 3 et 5 km d'altitude a persisté pendant la journée et s'est dissipé en fin de journée. Entre 0600Z et 2000Z, le contenu en glace atteint  $0,04 \text{ g/m}^3$ .

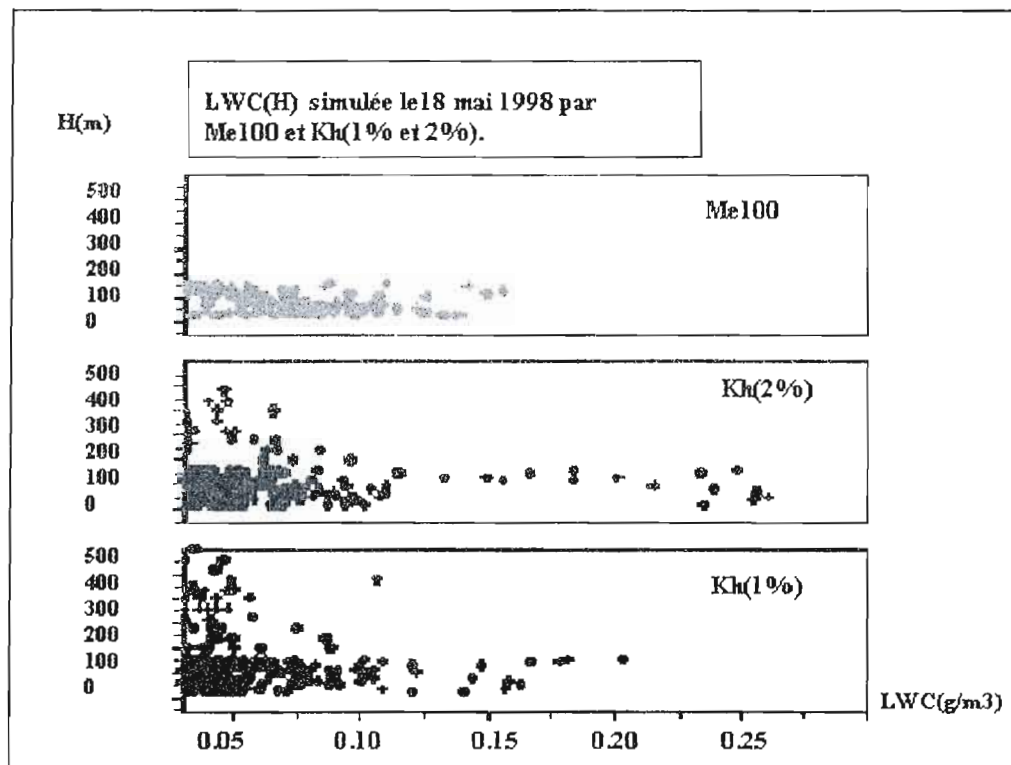
La figure 3.21 illustre le profile verticale de la température simulé par le modèle (un profile vertical pour chaque pas de temps de 20 minutes) par Khvorostyanov et Curry (2000) et le profile observé le 18 mai 1998 entre 21:25 et 21:31.



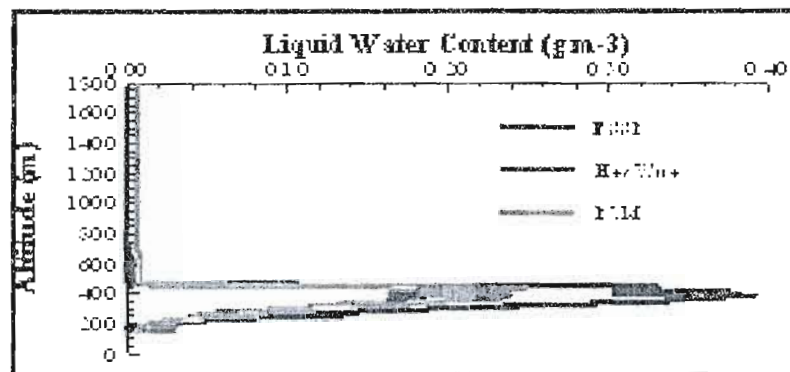
**Figure 3.21** profil verticale de la température simulé par le modèle (un profil vertical pour chaque pas de temps de 20 minutes) par Khvorostyanov et Curry (2000) à gauche et observé durant SHEBA à droite le 18 mai 1998 entre 21:25 et 21:31.

La figure 3.21 montre les profils de température observé et simulé lors du 18 mai. L'inversion de température est observée aux environs de 400 m à une température de  $-9^{\circ}\text{C}$ . Celle-ci est bien simulée par le modèle à la même température mais à une altitude plus basse. Elle correspond dans ce cas au maximum d'eau simulée.

La Figure 3.22 illustre le profil vertical du contenu en eau liquide (LWC) pour chacun des paramétrages de Meyers et al. (1992) et de Khvorostyanov et Curry (2000) en date du 18 mai 1998 et la figure 3.23 nous montre le Profil vertical du contenu en eau liquide LWC observé le 18 mai 1998 entre 21:25 et 21:31 à l'aide d'instruments à bord d'un avion.



**Figure 3.22** Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ), en bleu (Khvorostyanov  $\epsilon=1\%$ ), en rouge (Khvorostyanov  $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs et en vert (Meyers) en date du 18 mai 1998. Les profils verticaux ont été tracés à toutes les 20 minutes pour les 24 heures du 18 mai 1998.



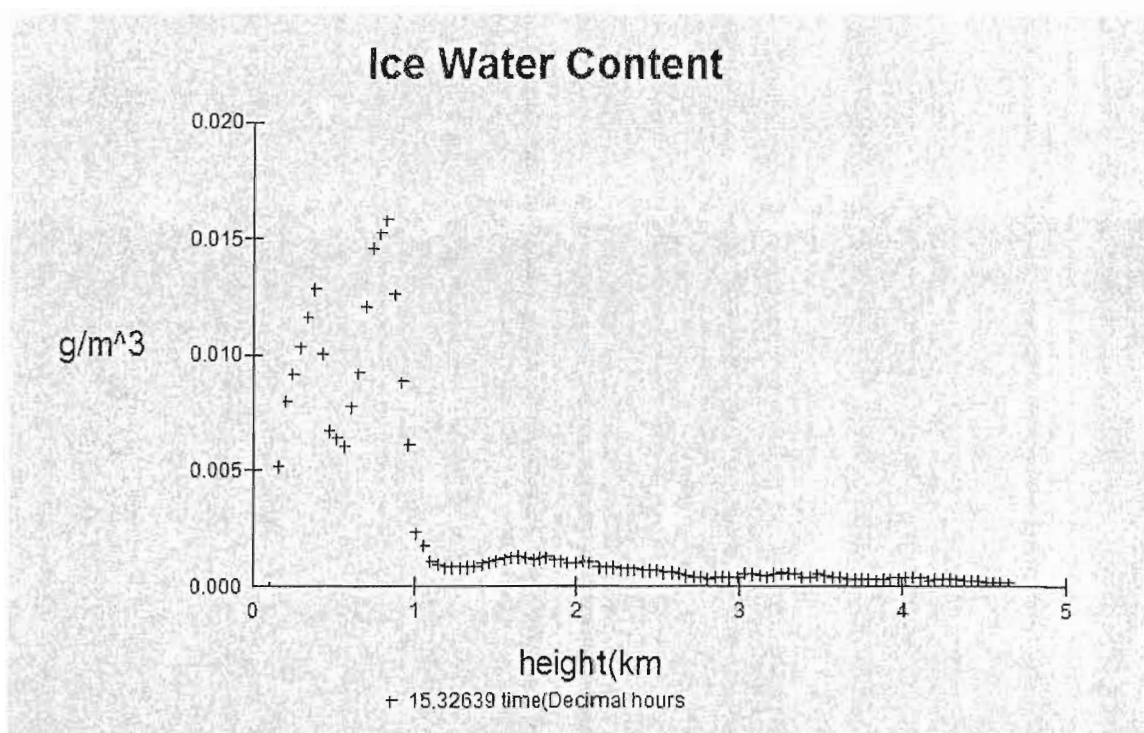
**Figure 3.23** Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé pendant SHEBA le 18 mai 1998 entre 21:25 et 21:31 à l'aide de 3 instruments de mesures différents.

Le maximum du contenu en eau liquide LWC observé varie entre  $0,18$  et  $0,38 \text{ g/m}^3$  à  $400$  m selon les différents instruments de mesures utilisés. Sur la figure 3.23, les trois méthodes de mesures du contenu en eau liquide LWC sont représentées sur le graphique avec une couleur différente chacune. Khvorostyanov et Curry (2000) simule un maximum de  $0,21$  ( $\epsilon=1\%$ ) et  $0,27 \text{ g/m}^3$  ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs et un maximum d'eau de  $0,0023$  ( $\epsilon=1\%$ ) et  $0,0041$  ( $\epsilon=2\%$ ) en présence de sites actifs. Dans les deux cas les maximums sont simulés à une altitude de  $200$  m. Le paramétrage de Meyers et al. (1992) simule un maximum de  $0,16 \text{ g/m}^3$  à  $50$  m. Dans ce cas étudié, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) avec ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs reproduit relativement bien le profil vertical du contenu en eau liquide bien que le maximum d'eau liquide soit un peu plus bas comparé aux observations. En présence de sites actifs, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) simule un contenu d'eau liquide LWC nul pour  $\epsilon=1\%$  et quelques événements dont la quantité varie entre  $0,001$  et  $0,008 \text{ g/m}^3$  pour  $\epsilon=2\%$ .

Dans les deux cas les maximums sont simulés à une altitude de  $400$  m. Le paramétrage de Meyers et al. (1992) simule un maximum de  $0,16 \text{ g/m}^3$  à  $180$  m. Dans ce cas étudié, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) avec ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs reproduit le profil vertical du contenu en eau liquide d'une manière presque identique à ce qui a été observé.



Les figures 3.24, 3.25, 3.26 et 3.27 montrent respectivement le contenu en glace IWC observé, simulé avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) en présence de sites actifs, en absence de sites actifs et simulé avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) pour la journée du 18 mai 1998.



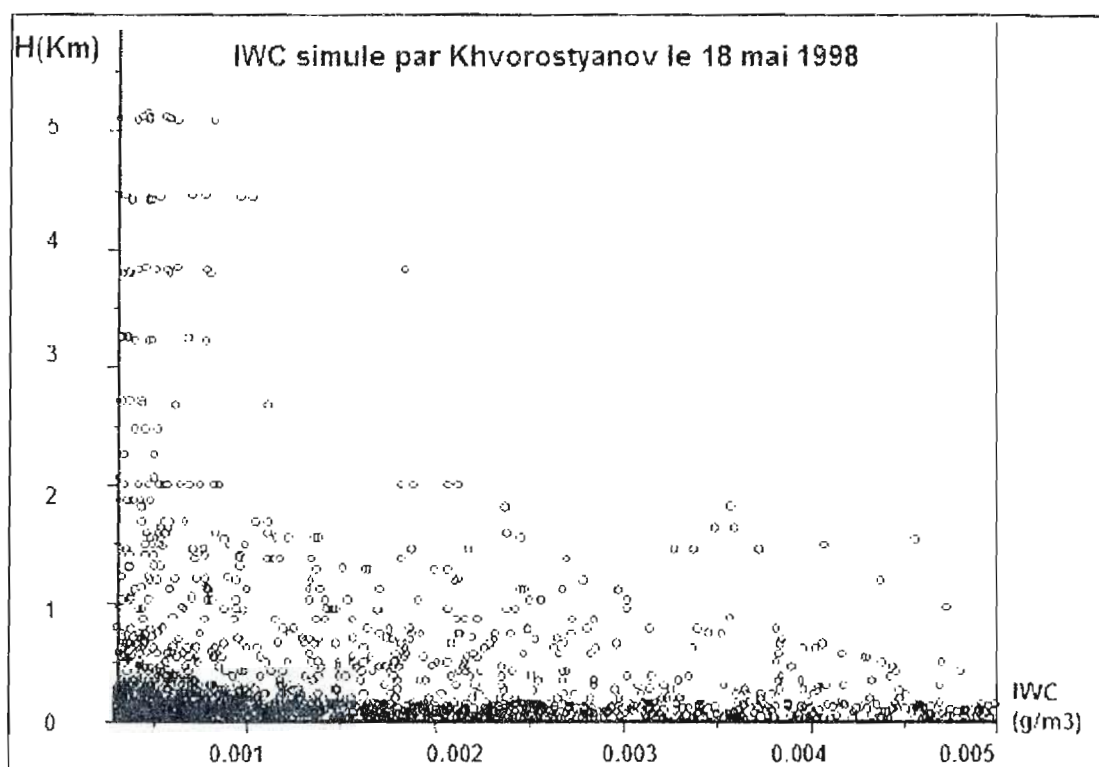
**Figure 3.24** Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 18 mai 1998 entre 21 :25 et 21 :30.

Le contenu de glace observé la journée du 18 mai varie entre 0,005 et 0,016  $\text{g/m}^3$  entre la surface et 1 km d'altitude. La quantité de glace diminue à 0,002  $\text{g/m}^3$  entre 1 et 2 km d'altitude. À partir d'une altitude de 2 km, le contenu en glace observé est faible et est légèrement supérieur à zéro. Les deux paramétrages de Meyers al. (1992) et de Khvorostyanov et curry (2000) en présence de sites actifs simulent des quantités de glace jusqu'à 0,006  $\text{g/m}^3$ , soit moins de la moitié de ce qui est observé. De plus Meyers et al.

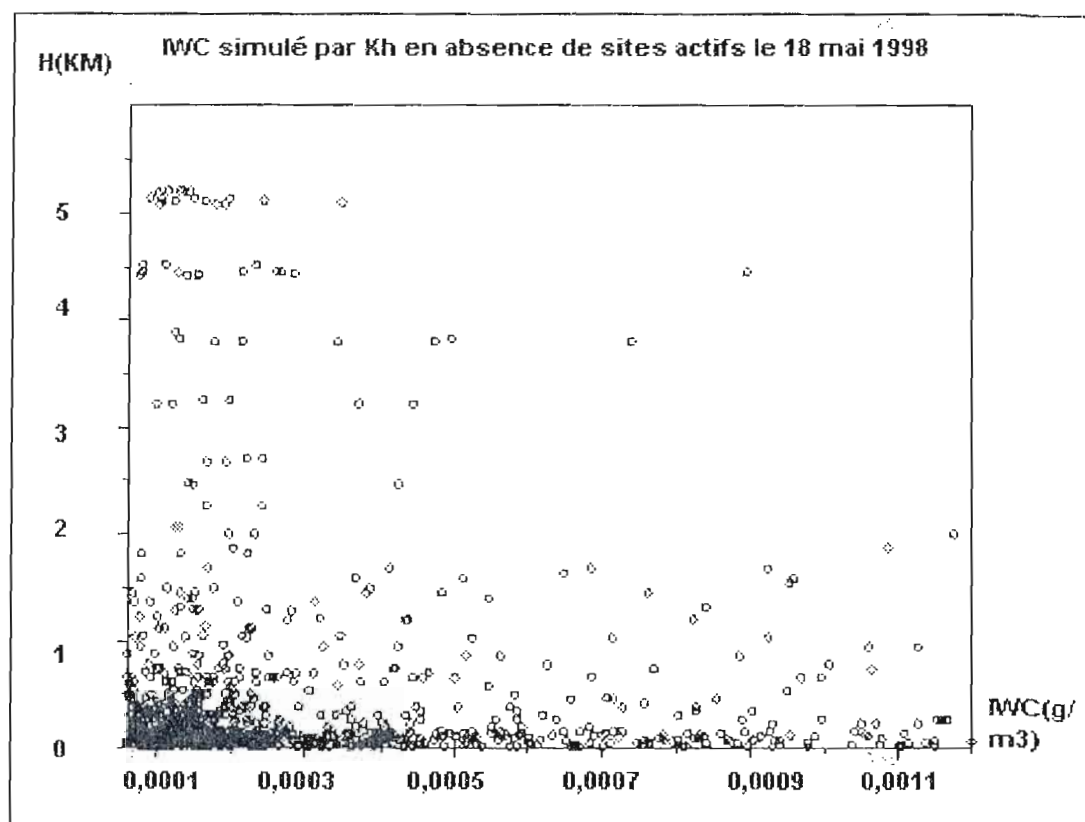
(1992) ne simule que quelques événements dont la quantité de glace est supérieure à  $0,0035 \text{ g/m}^3$ . Le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs simule des quantités presque dix fois plus petite que ce qui a été observé entre la surface et 1 km d'altitude. Dans ce cas, la présence de sites actifs fait augmenter la quantité de glace simulée de 82%. Entre 1 et 2 km, le maximum de glace simulée atteint  $0,006 \text{ g/m}^3$  avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs et  $0,004 \text{ g/m}^3$  avec celui de Meyers et al. (1992) ce qui surestime la quantité de glace observée dans cette tranche de l'atmosphère. Le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs simule le même contenu en glace observé entre 1 et 2 km. À une altitude supérieure à 2 km, Meyers ne simule pas de glace tandis que Khvorostyanov et Curry (2000) en présence et en absence de sites actifs simule quelques événements avec une quantité de glace qui ne dépasse pas  $0,002 \text{ g/m}^3$ .

Pour la journée du 18 mai 1998, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) est celui qui reproduit le mieux le profil vertical de la glace qualitativement et quantitativement même s'il surestime la quantité de glace entre 1 et 2 km d'altitude en présence de sites actifs et sous estime la quantité de glace simulée entre la surface et 1 km d'altitude en absence de sites actifs.

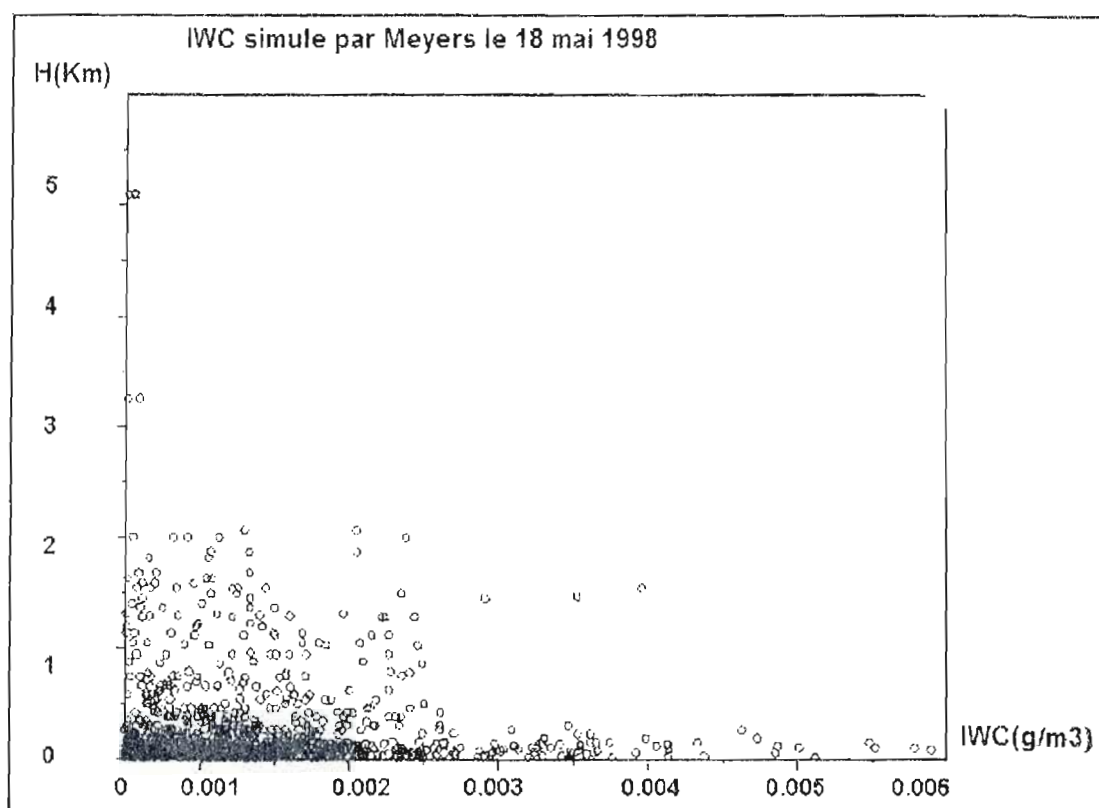
En conclusion, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) représente mieux le profil verticale du contenu en eau liquide et du contenu en glace par rapport au paramétrage de Meyers et al. (1992) pour la journée du 18 mai 1998. En absence de sites actifs, le paramétrage sous estime la quantité de glace entre la surface et 1 km d'altitude et reproduit assez bien ce qui est observé entre 1 et 5 km. La quantité d'eau liquide observée est bien reproduite avec ce paramétrage en termes de quantité. En présence de sites actifs, ce paramétrage simule plus de glace dans les bas niveaux mais sous estime fortement la quantité d'eau liquide. Ces résultats suggèrent donc que le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) avec une inadaptation élastique de 1% et en absence de sites actifs est celui qui permet d'obtenir des résultats les plus près des observations du 18 mai.



**Figure 3.25** Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) le 18 mai 1998 en présence de sites actifs.

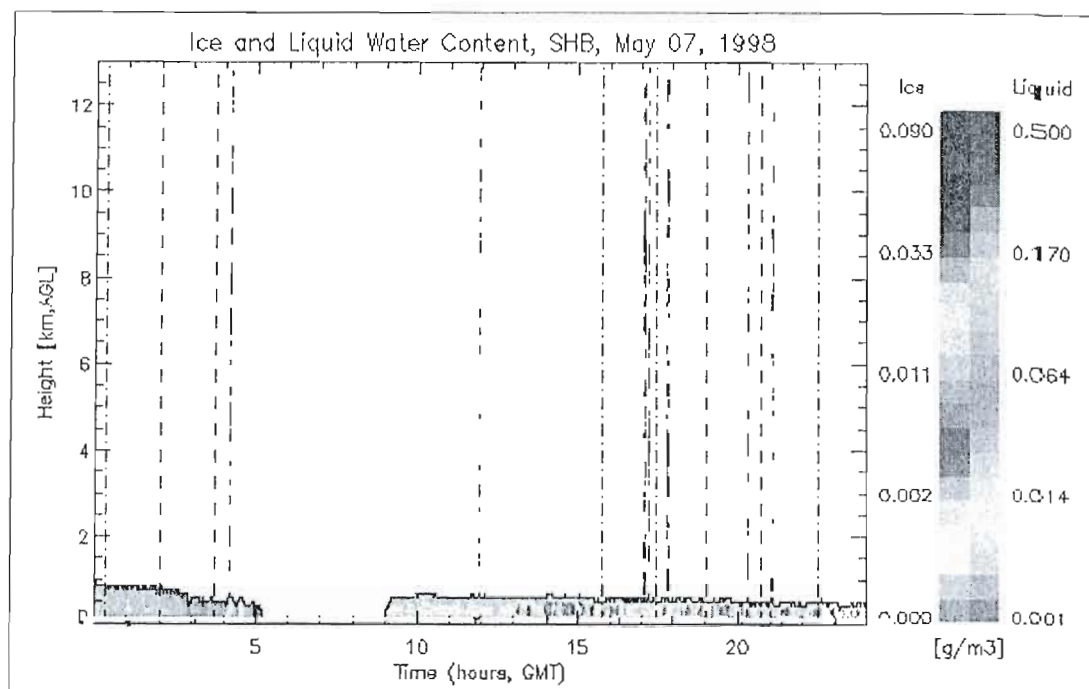


**Figure 3.26** Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) le 18 mai 1998 en absence de sites actifs.



**Figure 3.27** Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Meyers et al. (1992) le 18 mai 1998.

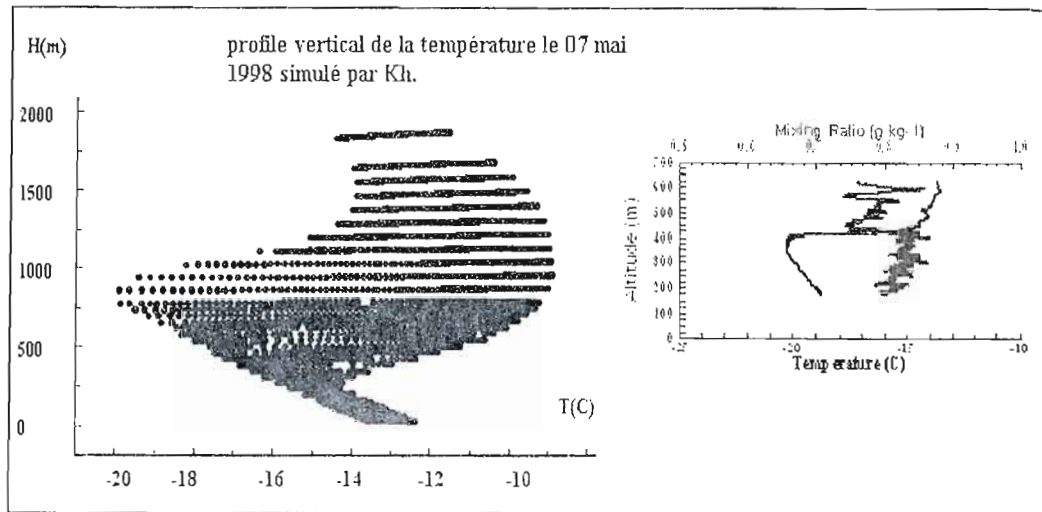
La figure 3.28 illustre le contenu en eau liquide et en glace en  $\text{g/m}^3$  observé pendant la campagne de mesure SHEBA pour la journée du 07 mai 1998.



**Figure 3.28** Contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) et contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observés le 07 mai 1998.

La journée du 07 mai 1998 était caractérisée par la présence d'un nuage peu épais dont le sommet est situé à 900 m d'altitude entre 0000Z et 0500Z. Le contenu en eau liquide ne dépasse pas  $0,001 \text{ g/m}^3$  et le maximum du contenu en glace ne dépasse pas  $0,0015 \text{ g/m}^3$ . Entre 0900Z et 2400Z, la glace est davantage présente. Le maximum du contenu en glace est de  $0,005 \text{ g/m}^3$ . Le sommet du nuage descend continuellement pour atteindre seulement 400 m à la fin de la journée, soit au moment où les mesures in situ ont été prises. La température est beaucoup plus froide que le cas du 18 mai avec une température au sommet du nuage autour de  $-20^\circ\text{C}$ .

La figure 3.29 illustre le profile verticale de la température observé le 07 mai 1998 entre 20:27 et 21:33 et celui simulé par le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) durant la journée.

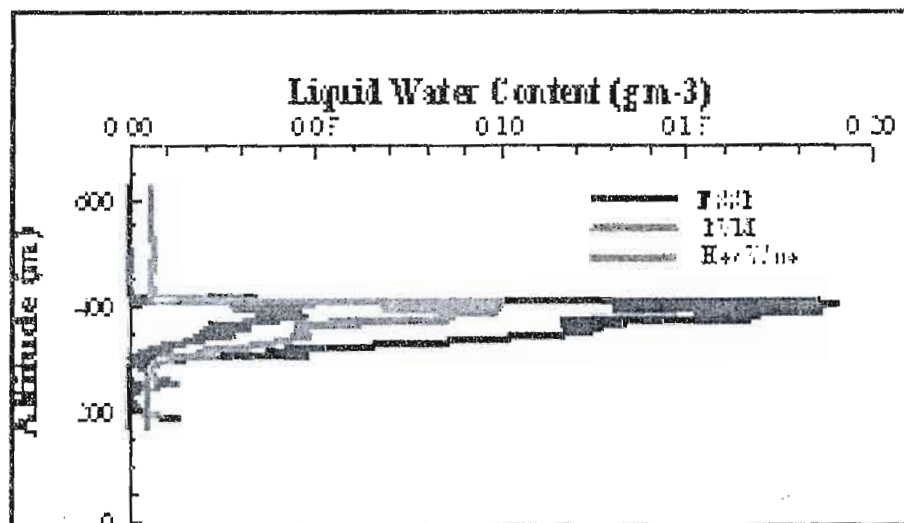


**Figure 3.29** Profil vertical de la température simulé (un profil vertical pour chaque pas de temps de 20 minutes) avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) à gauche et observé pendant SHEBA à droite le 07 mai 1998 entre 20:27 et 21:33

L'inversion de température est observée à  $-20^{\circ}\text{C}$  à une altitude de 400 m à la fin de la journée (entre 20 :27 et 21 :33). Le modèle simule l'inversion durant la journée à la même température mais à 250 m plus haut dû au fait que le nuage était plus haut pendant la journée. Ce qui explique pourquoi l'inversion simulée ne correspond pas au maximum d'eau liquide observée la fin de la journée.

La Figure 3.30 illustre le profil vertical du contenu en eau liquide (LWC) observé durant la journée du 07 mai 1998. La Figure 3.31 nous montre le profil vertical simulé avec chacun

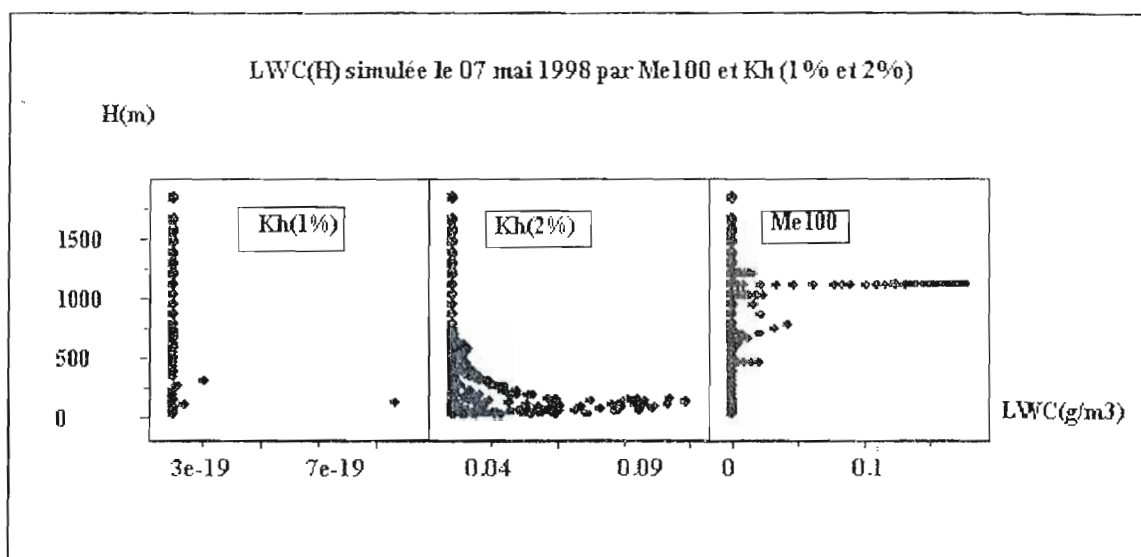
des paramétrages de Meyers et al. (1992) et celui de Khvorostyanov et Curry (2000) pour la même journée.



**Figure 3.30** Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé pendant SHEBA le 07 mai 1998 entre 20:27 et 21:33.

Le maximum du contenu en eau liquide LWC observé durant la journée du 07 mai varie entre 0,05 et 0,18  $\text{g/m}^3$  à 400 m selon les différents instruments de mesures utilisés. Sur la figure 3.30, les trois méthodes de mesures du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ) sont représentées sur le graphique avec des couleurs différentes.

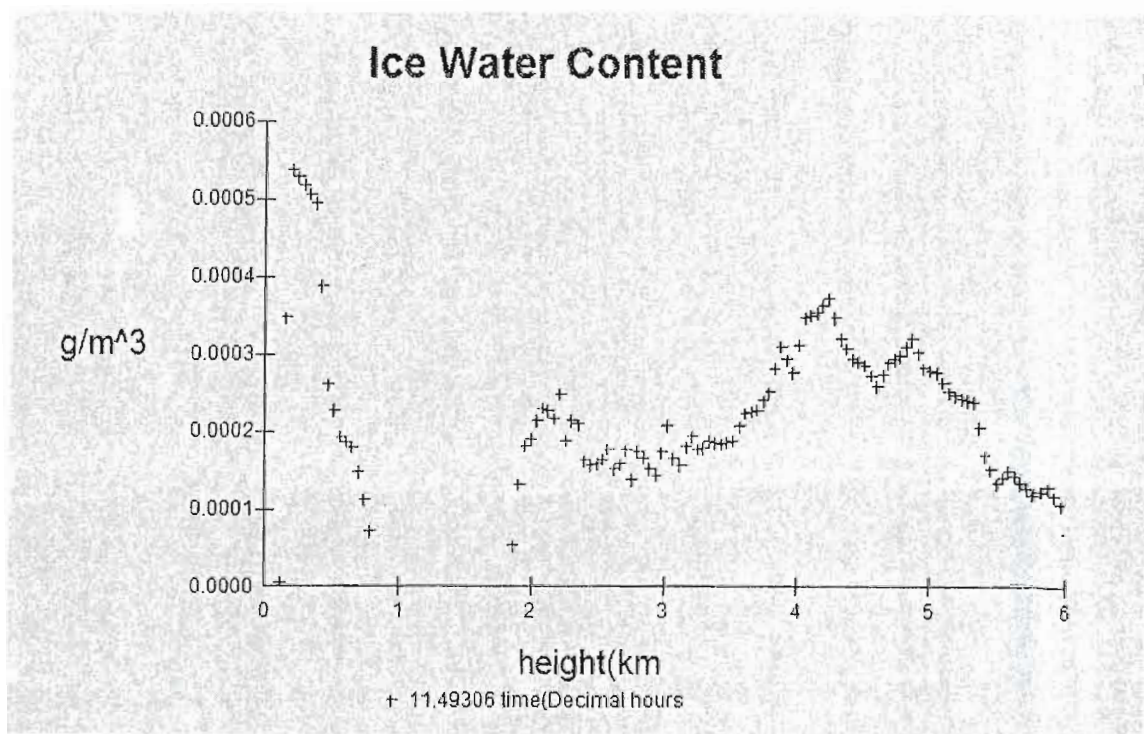




**Figure 3.31** Profil vertical du contenu en eau liquide LWC ( $\text{g/m}^3$ ), en bleu (Khvorostyanov  $\epsilon=1\%$ ), en rouge (Khvorostyanov  $\epsilon=2\%$ ) et en vert (Meyers) en date du 07 mai 1998. Les profils verticaux ont été tracés à toutes les 20 minutes pour les 24 heures du 07 mai 1998.

Les maximums d'eau liquide (LWC) observés durant la journée du 07 mai 1998 varient entre 0,05 et 0,18  $\text{g/m}^3$  à 400 m. Khvorostyanov et Curry (2000) simule une valeur maximale de 0,11  $\text{g/m}^3$  ( $\epsilon=2\%$ ) en absence de sites actifs et 0,008  $\text{g/m}^3$  en présence de sites actifs aux alentours de 200 m d'altitude. Meyers simule un pic de 1  $\text{g/m}^3$  à 1200 m. Dans ce cas étudié, le profile verticale est mieux reproduit par le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) avec une inadaptation élastique ( $\epsilon=2\%$ ) et en absence de sites actifs car il est plus proche de ce qui est observé.

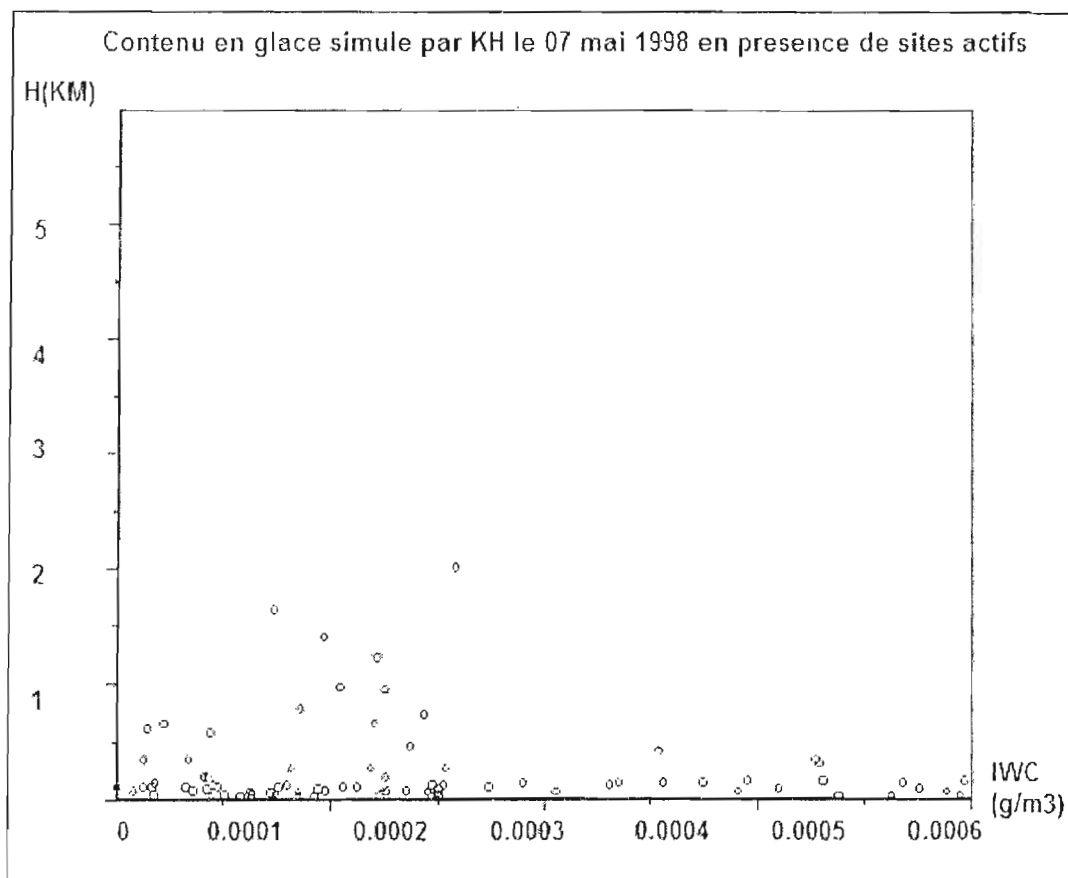
Les figures 3.32, 3.33, 3.34 et 3.35 montrent respectivement le contenu en glace IWC observé, simulé avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) en présence de sites actifs, en absence de sites actifs et simulé avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) pour la journée du 07 mai 1998.



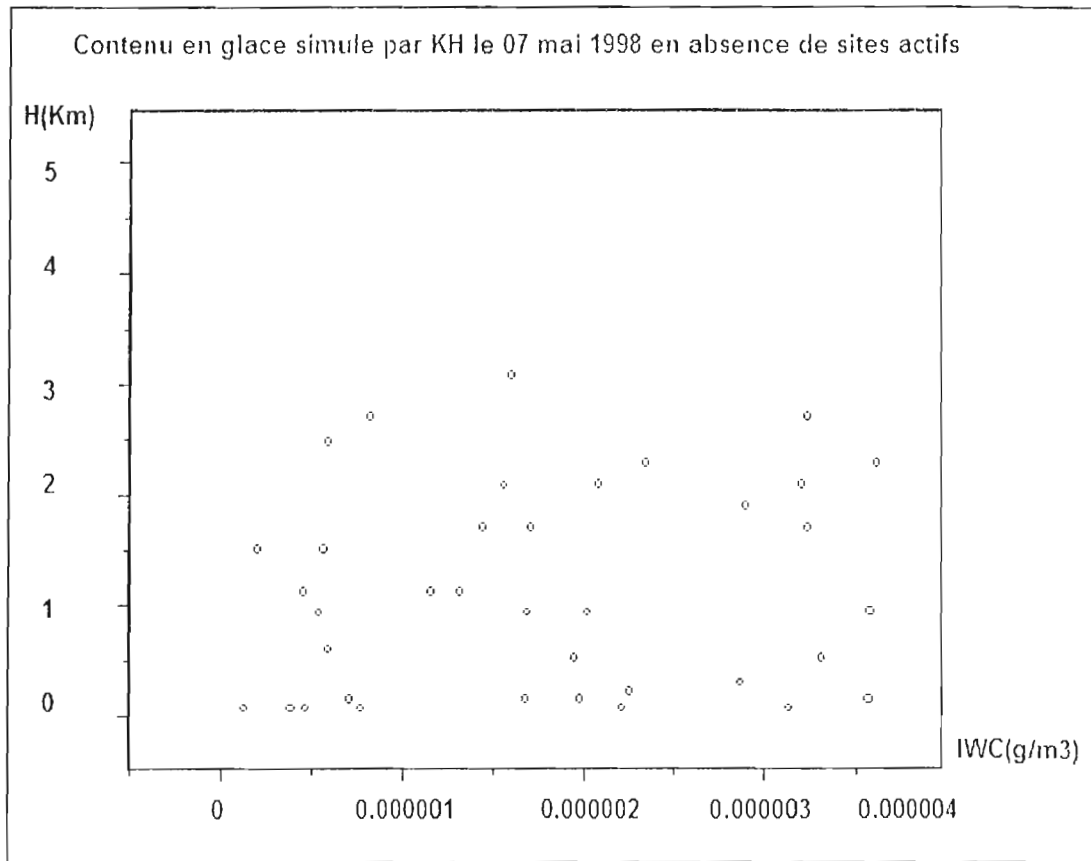
**Figure 3.32** Profil vertical du contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) observé le 7 mai 1998.

La quantité de glace observée la journée du 07 mai 1998 est faible, elle atteint  $0,00055 \text{ g/m}^3$  entre la surface et 1 km d'altitude et varie entre  $0,0001$  et  $0,0004 \text{ g/m}^3$  entre 2 et 6 km. Il n'y a pas de glace observée entre 1 et 2 km. Le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs simule une quantité de glace qui atteint  $0,0006 \text{ g/m}^3$  entre la surface et 500 m et quelques événements où la quantité de glace varie entre  $0,0001$  et  $0,00025 \text{ g/m}^3$  entre 500m et 1 km. Les mêmes quantités sont simulées par Meyers et al. (1992) avec moins d'événements entre 500 m et 1km. La quantité de glace observée entre 2 et 6 km varie de  $0,0001$  à  $0,0004 \text{ g/m}^3$ . Aucun des deux paramétrages ne simule de la glace à cette altitude. Quant au paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs, il simule peu d'événements avec des quantités de glace deux ordres de grandeurs plus petites que ce qui est observé entre la surface et 3 km d'altitude.

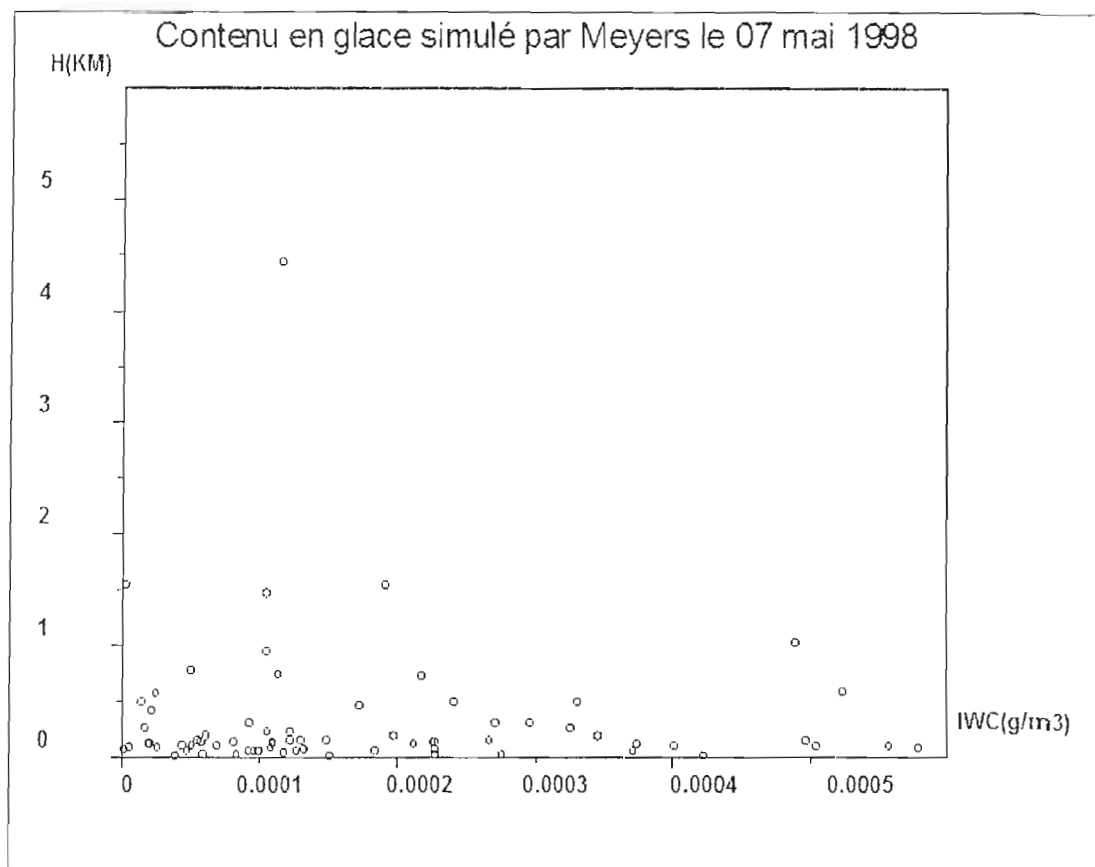
Pour la journée du 07 mai, les deux paramétrages simulent bien le profil vertical du contenu en glace entre la surface et le sommet du nuage. Cependant, aucun paramétrage ne simule de glace au delà de 2 km d'altitude.



**Figure 3.33** Contenu en glace  $\text{IWC}$  ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) en présence de sites actifs ( $m=0,5$ ,  $\epsilon=1\%$  et  $a=10^{-4}$ ) le 7 mai 1998.



**Figure 3.34** Contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Khvorostyanov et Curry (2000) en absence de sites actifs ( $m=0,5$ ,  $\epsilon=1\%$  et  $a=0$ ) le 7 mai 1998.



**Figure 3.35** Contenu en glace IWC ( $\text{g/m}^3$ ) simulé par Meyers et al. (1992) le 07 mai 1998.

Les résultats des deux cas simulés démontrent que le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) est en mesure de bien reproduire les profils verticaux d'eau liquide ou de glace des nuages en faisant un choix judicieux des paramètres d'inadaptation élastique et de sites actifs. Cependant, les deux cas simulés montrent qu'un seul choix pour l'inadaptation élastique et présence/absence de sites actifs ne peut pas reproduire parfaitement les observations durant ces 2 jours. Seul le cas du 18 mai avec une inadaptation élastique de 1% avec absence de sites actifs se rapproche des observations, bien qu'il sous-estime la quantité d'eau solide.

Le choix de ces paramètres (inadaptation élastique et sites actifs) dépend fortement des propriétés physiques et composition chimique des aérosols présents. Malheureusement, la composition chimique des aérosols n'a pas été mesurée lors de la campagne de mesures SHEBA. Cependant, une analyse des « trajectoires arrières de l'air » (*air mass back trajectories* en anglais) montrent que pour le 18 mai, l'air provenait de l'est nord-est entre la surface et 6 km. À 6 km, l'air provenait du sud de la Sibérie et plus haut en altitude, l'air était en provenance du sud-ouest du brise-glacé (voir figure 3.36). De façon générale, la masse d'air était donc peu polluée car les grandes concentrations d'aérosols anthropiques proviennent typiquement de l'Eurasie, plus particulièrement du nord de la Sibérie. La figure (3.37) montre la même analyse pour la journée du 7 mai. Cette fois, la masse d'air est en provenance du nord de la Sibérie et donc potentiellement très polluée.

Borys (1989) a montré que la concentration de noyaux glaçogènes dans les masses d'air arctique polluées est considérablement plus petites comparativement aux masses d'air arctique non polluées (d'un facteur variant entre 10 et 10000). En laboratoire, Eastwood et al. (2009) ont montré que le recouvrement d'une fine pellicule d'acide sulfurique sur les noyaux glaçogènes inhibe la nucléation de la glace. Or, l'acide sulfurique est très présent sur les aérosols des masses d'air pollués en Arctique (Bigg, 1980).

L'acide sulfurique possède une structure moléculaire passablement différente de la glace ce qui fait en sorte que l'inadaptation élastique de l'aérosol est possiblement plus élevée. Aussi, en recouvrant l'aérosol, l'acide sulfurique élimine les sites actifs potentiels. À noter que le sulfate d'ammonium qui recouvre fréquemment les aérosols des masses d'air non polluées peut aussi agir en éliminant les sites actifs. Les paramètres donnant les meilleurs résultats pour les cas du 7 (cas pollué avec inadaptation élastique élevée et aucun site actif) et 18 mai (cas non pollué avec inadaptation élastique de 1% et absence de sites actifs) semblent donc conséquents avec les types de masses d'air en présence lors de ces 2 journées. Cela suggère que le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) peut donner de meilleurs résultats à condition que le type de masse d'air (pollué ou non pollué) soit connu. Dans le cas du 7 mai cependant, il semble que certains aérosols, non issus de masses d'air pollués (près de la surface, l'air provenait de l'est) aient contribué aussi à la nucléation de cristaux de

glace, ce que semble montrer la simulation qui considère la présence de sites actifs. Dans ce cas, un mélange des aérosols de différentes sources est possible.

Les résultats du mois d'avril présentés à la section (3.6.1) semblent confirmer ce raisonnement. En effet, les analyses de «trajectoires arrières de masse d'air» pour l'ensemble du mois montrent que l'air au-dessus du brise-glace de SHEBA provenait principalement des secteurs sud, nord-est et nord, soit des secteurs peu pollués (voir figure 3.38 qui montre les trajectoires à 3 km). Les résultats des simulations indiquent que lorsque la présence de sites actifs est considérée et que l'inadaptation élastique est relativement basse à 1%, les résultats montrent un ratio eau liquide/glace plus représentatif des observations. Cependant, les contenus en eau liquide et en glace sont tout de même sous-estimés par rapport aux observations.

D'autres cas observés pour lesquels la composition des aérosols est connue devront être utilisés pour valider le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) avec ses différents choix de combinaison de paramètres.

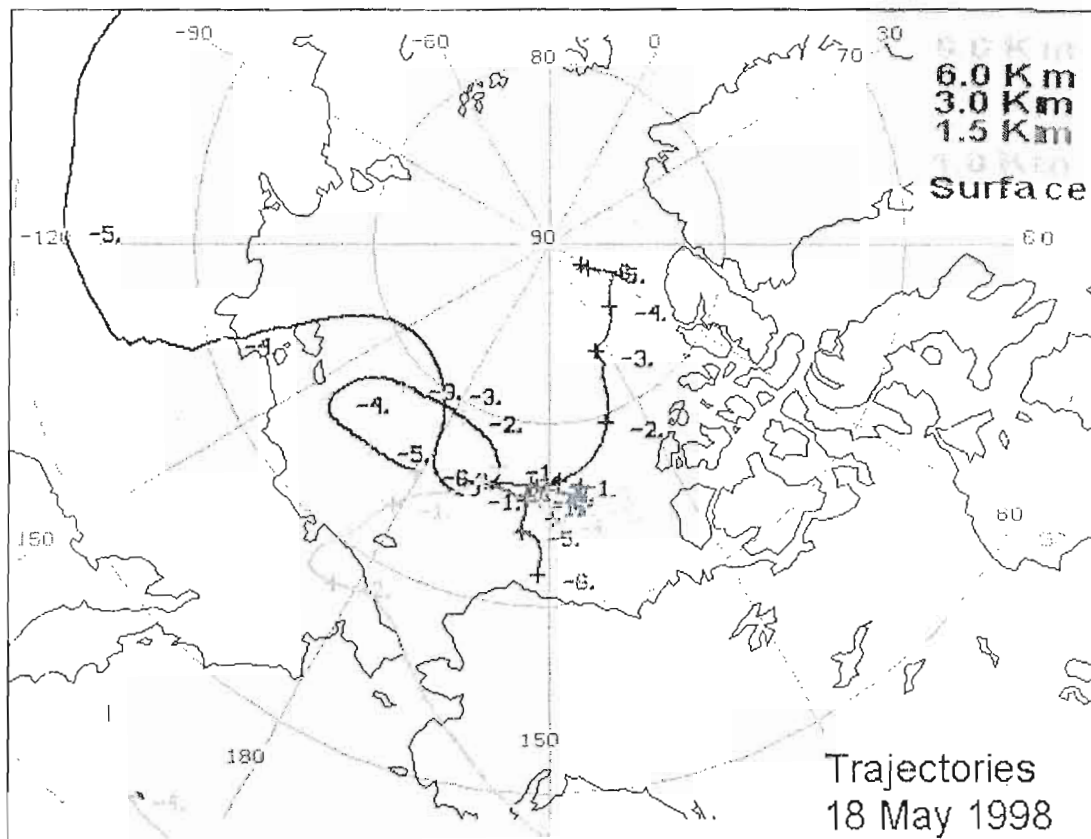


Figure 3.36 Trajectoire arrière de la masse d'air à différentes altitudes pour le 18 mai



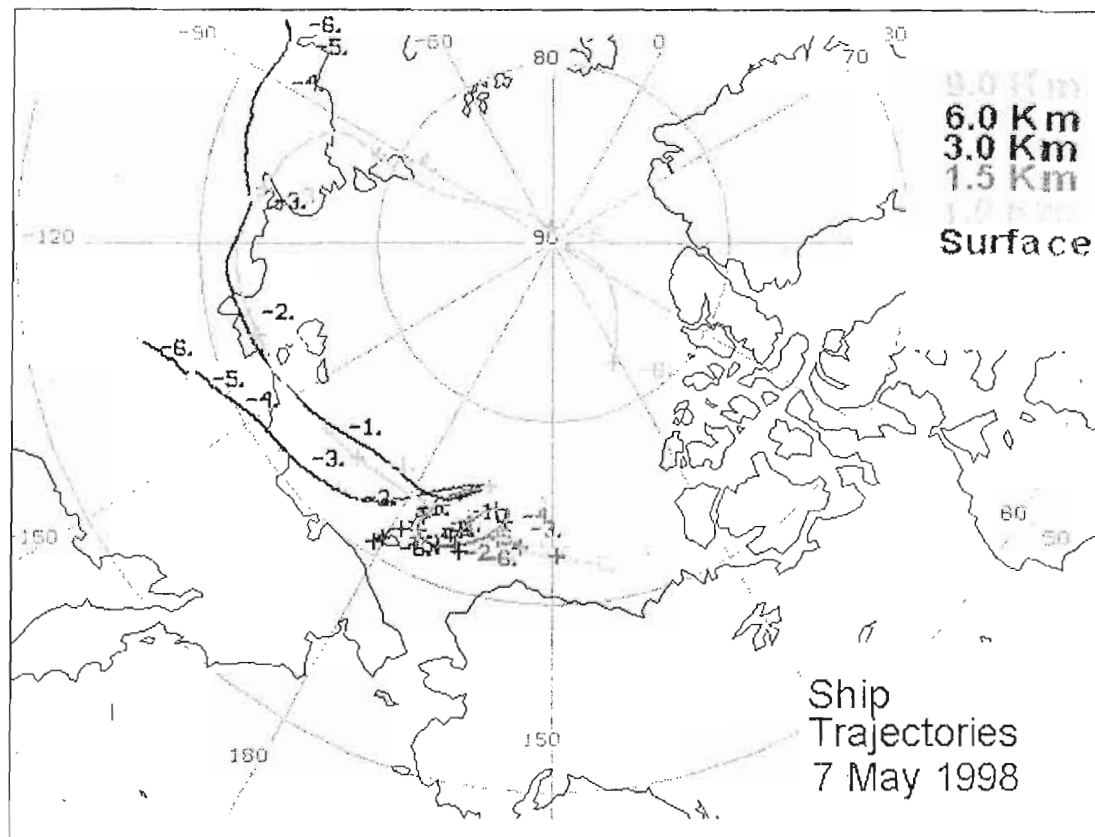


Figure 3.37 Trajectoire arrière de la masse d'air à différentes altitudes pour le cas du 7 mai.

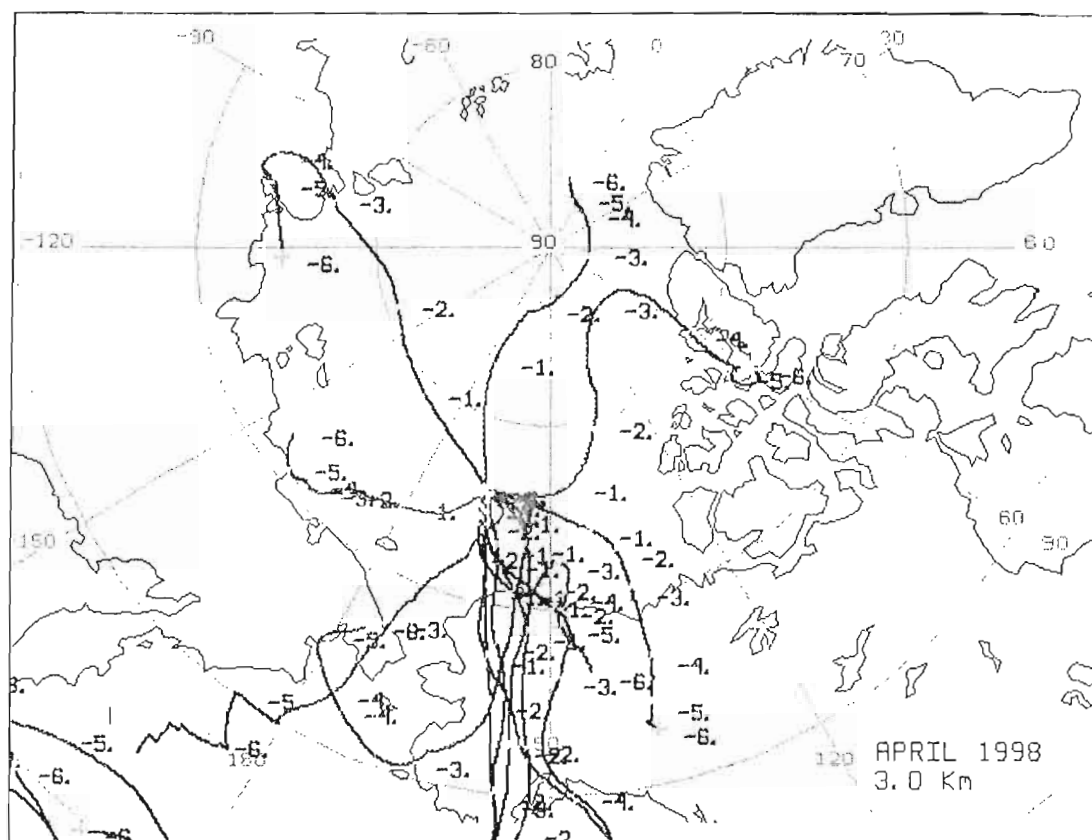


Figure 3.38 Ensemble des trajectoires arrière en avril pour les jours analysés à une altitude de 3 km.

## CONCLUSION

La nucléation de la glace joue un rôle important dans le processus de formation des précipitations dans les nuages mixtes et l'interaction des aérosols avec ces nuages glacés est encore peu connue à ce jour. De nombreuses études ont montré qu'il est nécessaire d'utiliser un schéma complet de la microphysique qui inclut d'une manière détaillée la phase glace pour représenter adéquatement les effets indirects des aérosols et les processus microphysiques au sein des nuages. Les nuages arctiques sont d'excellents cas à analyser pour comprendre davantage la microphysique des nuages mixtes et glacés et leur impact sur le climat en raison de leur fréquence élevée.

Dans ce travail, nous avons testé et évalué un nouveau paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace élaboré par Khvorostyanov et Curry (2000) pour deux modes de la nucléation hétérogène de la glace, la nucléation par condensation-congélation et par déposition. Le modèle local du climat LCM11 qui est doté d'un schéma de nuages glacés qui simule les interactions entre les aérosols et les nuages, la formation des cristaux de glace et les précipitations est utilisé dans le cadre de cette étude. Le présent projet vise à étudier la sensibilité du modèle local du climat LCM11 aux paramètres d'une nouvelle théorie sur la nucléation hétérogène de la glace élaborée par Khvorostyanov et Curry (2000) et ainsi explorer le potentiel d'utilisation d'un nouveau paramétrage de la glace dans les modèles numériques du climat.

Le paramétrage développé par Khvorostyanov et Curry (2000) est à base théorique, il prends en considération les propriétés physiques et chimiques des aérosols comme l'effet de la partie soluble de l'aérosol, la présence de sites actifs et la tension d'inadaptation élastique. Il se distingue des autres paramétrages par le fait qu'il permet la nucléation par gel des

aérosols solubles à des humidités relatives par rapport à l'eau liquide aussi basse que 70% à condition que le milieu soit saturé par rapport à la glace (ce qui est possible à basse température). Les résultats des simulations avec le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) ont été comparés à ceux obtenus avec le paramétrage existant de Meyers et al. (1992). Ce dernier est un paramétrage empirique basé sur des observations prises dans deux sites de mesures différents. Ce paramétrage est fonction de la sursaturation par rapport à la glace pour le mode de nucléation de la glace par déposition et fonction de la température pour le mode de congélation. Cette relation empirique est utilisée dans de nombreux modèles de prévision et du climat à travers le monde.

La sensibilité du modèle local du climat LCM11 a été étudiée pour les paramètres de la nouvelle théorie de Khvorostyanov et Curry (2000) suivants qui caractérisent les aérosols : le paramètre de mouillabilité ( $m$ ), l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) et les sites actifs ( $\alpha$ ). Pour l'étude de la sensibilité du modèle au paramètre de mouillabilité, les simulations sont faites pour chaque valeur de  $m$  entre -1 et 1 et pour différentes valeurs de l'inadaptation élastique  $\epsilon$  (1 à 5 %). Les résultats des simulations montrent que lorsque le paramètre de mouillabilité ( $m$ ) est proche de -1, le modèle simule un maximum d'eau et un minimum de glace. L'inverse se produit quand celui-ci est proche de 1, le modèle simule un maximum de glace et un minimum d'eau ce qui est en accord avec la théorie et est expliqué par l'énergie nécessaire à la formation d'un germe de glace qui est maximale dans le premier cas et minimale dans le deuxième. Ces deux cas extrêmes ne représentent pas bien l'atmosphère. Cependant, ils permettent de connaître les limites extrêmes de LWP et IWP que le modèle simule pour la période SHEBA. De plus, ces valeurs extrêmes nous donnent une indication de la sensibilité du modèle au paramètre de mouillabilité  $m$  pour des valeurs faibles (entre -0,99 et -0,5) et élevées (entre 0,5 et 0,99). Ces tests de sensibilité nous ont permis de conclure que le cas où le paramètre de mouillabilité  $m=0,5$  (angle de contact  $\alpha=60^\circ$ ) est un cas qui représente mieux la région de l'Arctique en hiver car il simule de l'eau liquide et de la glace dans des proportions raisonnables selon les observations des nuages mixtes en Arctique. C'est également la valeur suggérée par Khvorostyanov et Curry (2000) et par Pruppacher et Klett (1997).

Pour étudier la sensibilité du modèle local du climat à l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ), des simulations ont été faites pour l'inadaptation élastique  $\epsilon$  entre 1% et 5 %. On a observé la variation de la quantité d'eau liquide et de glace simulées dans chaque cas en présence et en absence de sites actifs.  $\alpha=10^{-4}$  (valeur moyenne qui a été choisie dans le cas où on considère la présence de sites actifs). En accord avec la théorie, la quantité d'eau liquide moyenne simulée a tendance à augmenter lorsque l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ) augmente. Cependant, cette augmentation n'est pas linéaire. En effet, l'augmentation est beaucoup plus grande quand l'inadaptation élastique augmente de 1 à 2%. Par contre, la quantité de glace moyenne simulée diminue lorsque l'inadaptation élastique augmente, la diminution étant plus prononcée quand l'inadaptation élastique passe de 1 à 2%. Dans le cas où l'inadaptation élastique est de 1% (cas qui simule le plus de glace), le total des noyaux glaçogènes activés est attribuable au gel par congélation. À partir de  $\epsilon=2\%$ , le mode de nucléation de noyaux glaçogènes par déposition est dominant par rapport au mode de congélation. Donc, aux valeurs basses de l'inadaptation élastique, la nucléation par congélation est plus importante, ce qui se traduit par une sursaturation par rapport à la glace moins grande et donc un faible apport de la nucléation par déposition qui dépend de la sursaturation par rapport à la glace. Ce phénomène est attribuable au fait que la nouvelle théorie de Khvorostyanov et Curry (2000) permet le gel des aérosols en solution à des humidités relatives en deçà de 100% et donc légèrement au-dessus du rapport saturant par rapport à la glace.

Pour étudier la sensibilité du modèle à la présence de sites actifs ( $\alpha$ ), on a fait varier l'inadaptation élastique  $\epsilon$  entre 1% et 5 % en présence et en absence de sites actifs. L'eau et la glace intégrées à la verticale ont été comparées dans les deux cas et pour toutes les valeurs de l'inadaptation élastique ( $\epsilon$ ). Les résultats montrent que la présence de sites actifs fait augmenter significativement la quantité de glace simulée par le modèle au détriment de l'eau liquide au point de la réduire presque à 0 selon la valeur de l'inadaptation élastique utilisée.

L'étude de la sensibilité du modèle nous a permis de restreindre le choix des paramètres afin d'obtenir un ratio liquide-solide représentatif des nuages arctiques :  $m$ ,  $\alpha$  et  $\varepsilon$ . Cette étude de sensibilité a également permis de déterminer les valeurs critiques des paramètres. C'est notamment le cas pour l'inadaptation élastique qui se révèle très importante lorsqu'elle varie entre  $\varepsilon=1\%$  et  $2\%$ .

Pour évaluer le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000), les données de l'eau liquide et de glace intégrée à la verticale pour le mois d'avril 1998, ainsi que deux cas de profils verticaux du contenu d'eau liquide (LWC), de glace (IWC) et de température pour les journées du 7 et 18 mai 1998 ont été simulés avec le paramétrage de Meyers et al. (1992) et celui de Khvorostyanov et Curry, (2000) et comparé à ce qui a été observé au site SHEBA pendant la même période. Pour le mois d'avril 1998, les résultats montrent que le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000) permet de simuler plus fidèlement la persistance des nuages en phase mixte comparativement au paramétrage de Meyers et al. (1992) bien que les quantités d'eau liquide soient inférieures aux observations même en absence de sites actifs. La quantité de glace demeure relativement faible par rapport à ce qui a été observé. Le paramétrage empirique de Meyers et al. (1992) reproduit mieux la glace observée en termes de quantité au détriment de l'eau liquide. Cependant, le paramétrage de Khvorostyanov et Curry (2000), lorsqu'utilisé avec une inadaptation élastique de  $1\%$  en présence de sites actifs, simule des proportions raisonnables d'eau liquide par rapport à l'eau solide ce qui peut être attribuable à la masse d'air dominante durant ce mois qui contenait relativement peu d'aérosols anthropiques.

Pour les journées du 07 et 18 mai 1998, les résultats montrent que le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) reproduit la structure verticale typique de la quantité d'eau liquide telle que fréquemment observée en Arctique durant l'hiver avec un maximum d'eau se situant au sommet des nuages bas et de faibles quantités d'eau liquide dans les premiers 500 m d'altitude en absence de sites actifs avec une inadaptation élastique de  $2\%$  bien qu'il

sous-estime la quantité d'eau solide simulée. La structure verticale typique de la glace en Arctique; c'est-à-dire une concentration de cristaux de glace relativement uniforme de la surface jusqu'au sommet du nuage de couche limite est bien simulée surtout en présence de sites actifs avec une inadaptation élastique de 1% bien que la quantité d'eau liquide simulée est sous-estimée. Les deux cas simulés montrent qu'un seul choix pour l'inadaptation élastique et présence/absence de sites actifs ne peut pas reproduire parfaitement les observations durant ces 2 jours. Seul le cas du 18 mai avec une inadaptation élastique de 1% avec absence de sites actifs se rapproche des observations même si la quantité d'eau solide est sous-estimée. La masse d'air arctique dominante la journée du 18 mai était peu polluée ce qui suggère que la concentration de noyaux glaçogènes était plus élevée. De plus, dans une masse d'air peu polluée, il y a de fortes chances que ces noyaux ne soient pas recouverts d'une pellicule d'acide sulfurique ce qui a pu favoriser la présence des sites actifs.

On conclut que la structure verticale de l'eau liquide, de la glace et de la température est bien représenté par Khvorostyanov et Curry (2000) contrairement à Meyers à condition de faire un choix judicieux des paramètres d'inadaptation élastique et de sites actifs. Cependant, le choix de ces paramètres dépend des propriétés physiques et de la composition chimique des aérosols présents dans la masse d'air qui requièrent encore d'autres mesures et vérifications. Il a été démontré que ce paramétrage peut donner de meilleurs résultats si le type de masse d'air est connu à l'avance ce qui suggère de valider le paramétrage de Khvorostyanov et Curry, (2000) avec ses différents choix de combinaison de paramètre pour d'autres cas observés où la composition des aérosols présents est connue.

En conclusion, il est important d'inclure les propriétés physiques et chimiques des aérosols dans le paramétrage de la nucléation hétérogène de la glace. Les valeurs du paramètre de mouillabilité, de l'inadaptation élastique et les irrégularités dans la surface de la partie solide insoluble de l'aérosol pour plusieurs substances qui peuvent servir de noyaux glaçogènes peuvent influencer fortement le taux de nucléation de la glace dans le nuage. La théorie de Khvorostyanov et Curry (2000) peut servir comme une alternative dans le

paramétrage de la nucléation de la glace dans les modèles numériques. Cependant, ces paramètres requièrent encore d'autres mesures et vérifications. Il a été démontré qu'il est réaliste de choisir une combinaison de paramètres permettant une simulation des nuages se rapprochant mieux des observations par rapport à Meyers et al. (1992). Ce pendant, il est difficile de reproduire exactement ce qui est observé dans SHEBA du fait que les paramètres qui caractérisent la population d'aérosols sont moyennés dans notre étude (une valeur pour toute la population).



## BIBLIOGRAPHIE

- Al-Naimi R, Saunders CPR. 1985. Measurements of natural deposition and condensation-freezing ice-nuclei with a continuous-flow chamber. *Atmosphere and Environment* 19: 1871–1882.
- Arnott WP, Dong Y, Hallett J, Poellot MR. 1994. Role of small ice crystals in radiative properties of cirrus: A case study, FIRE II, 22 November 1991. *Journal of Geophysical Research* 99: 1371–1381.
- Arnott WP, Mitchell D, Schmitt C, Kingsmill D, Ivanova D. 2000. Analysis of the FSSP performance for measurement of small crystal spectra in cirrus. In *13th International Conference on Clouds and Precipitation*, 14–18 August 2000, Reno, NV; 191–193.
- Aufm Kampe HJ, Weickmann HK. 1951. The effectiveness of natural and artificial aerosols as freezing nuclei. *Journal of Meteorology* 8: 283.
- Aufm Kampe HJ, Weickmann HK. 1957. Physics of clouds. In *Meteorological Monographs*, vol. 3(18), Blackadar AK (ed.); 182–225.
- Baumgardner D, Strapp JW, Dye JE. 1985. Evaluation of the forward scattering spectrometer probe. II: Corrections for coincidence and dead-time losses. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 2: 626–632.
- Baumgardner D, Cooper WA, Dye JE. 1990. Optical and electronic limitations of the forward scattering spectrometer probe. In *Liquid Particle Size Measurements Techniques*, ASTM STP 1083, vol. 2, Hirleman ED, Bachalo WD, Felton PG (eds). American Society for Testing and Materials: Philadelphia, PA; 115–127.
- Blyth AM, Latham J. 1993. Development of ice and precipitation in New Mexican summer time cumulus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society* 119: 91–120.
- Bruintjes RT, Clark TL, Hall WD. 1994. Interactions between topographic airflow and cloud/precipitation development during the passage of a winter storm in Arizona. *Journal of Atmospheric Science* 51: 48–67.
- Cober SG, Isaac GA, Korolev AV, Strapp JW. 2001a. Assessing cloud phase conditions. *Journal of Applied Meteorology* (in press).
- Cober SG, Isaac GA, Korolev AV. 2001b. Assessing the Rosemount icing detector with in-situ measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18: 515–528.
- Cooper WA. 1980. A method of detecting contact ice nuclei using filter samples. In *Preprints, Eighth International Conference on Cloud Physics*, Clermont-Ferrand, France; 665–668.
- Cotton WR, Tripoli GJ, Rauber RM, Mulvihill EA. 1986. Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *Journal of Climatology and Applied Meteorology* 25: 1658–1680.

- Curry JA, Hobbs PV, King MD, Randall DA, Minnis P, Isaac GA, Pinto JO, Uttal T, Bucholtz A, Cripe DG, Gerber H, Fairall D, Strawbridge KB, Valero FPJ, Williams AG, Wylie D. 2000. FIRE Arctic clouds experiment. *Bulletin of the American Meteorology Society* 81: 5–30.
- Curry JA., Shupe MD, and P. Zuidema. 2005: A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part II: Single-column modeling of arctic clouds. *J. Atmos. Sci.* 62, 1678–1693.
- DeMott PJ, Meyers MP, Cotton WR. 1994. Parameterization and impact of ice initiation processes relevant to numerical model simulations of cirrus clouds. *Journal of Atmospheric Science* 51: 77–90.
- DeMott PJ, Rogers DC, Kreidenwies SM, Chen Y, Twohy CH, Baumgardner D, Heymsfield AJ. 1998. The role of heterogenous freezing nucleation in upper tropospheric clouds: Inferences from SUCCESS. *Geophysical Research Letters* 25: 1387–1390.
- Dennis AS. 1980. *Weather Modification by Cloud Seeding*. Academic Press: New York.
- Deshler T. 1982. Contact ice nucleation by submicron atmospheric aerosols. PhD Dissertation, Department of Physics and Astronomy, University of Wyoming.
- Donner LJ, Seman CJ, Soden BJ, Hemler RS, Warren JC. 1997. Large-scale ice clouds in the GFDL SKYHI general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 102(D18): 21 745–21 768.
- Fletcher NH. 1962. *Physics of Rain Clouds*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Findeisen W, Schulz G. 1944. Experimentelle Untersuchungen über die atmosphärisch Eisteilchenbildung. I. Forsch-u ErfahrBer Reichsamt Wetterdienst A; 27–32.
- Fowler LD, Randall DA. 1996a. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU General Circulation Model. Part II. Impact on cloudiness, the Earth's budget and the general circulation of the atmosphere. *Journal of Climate* 9: 530–560.
- Fowler LD, Randall DA. 1996b. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU General Circulation Model. Part III. Sensitivity to modeling assumptions. *Journal of Climate* 9: 561–586.
- Gardiner BA, Hallett J. 1985. Degradation of in-cloud forward scattering spectrometer probe measurements in the presence of ice particles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 2: 171–180.
- Gayet J-F, Brown PA, Albers F. 1993. A comparison of in-cloud measurements obtained with six PMS 2D-C probes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 10: 180–194.
- Gayet JF, Febvre G, Larsen H. 1996. The reliability of the PMS FSSP in the presence of small ice crystals. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 13: 1300–1310.
- Ghan SJ, Leing LR, Hu Q. 1997. Application of cloud microphysics to NCAR community climate models. *Journal of Geophysical Research* 102(D14): 16 507–16 527.
- Gordon GL, Marwitz JD. 1984. An airborne comparison of three PMS probes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 1: 22–27.

Gultepe, I, Isaac GA. 1999. Relationship between droplet and aerosol number concentrations from aircraft observations: Applications for climate models. *Journal of Climate* 12: 1268–1279.

Khvorostyanov, V and Judith A. Curry (published in *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4081-4084, 2000, December 27).

Meyers, M.P.; P.I. Demott and W.R. Cotton, 1992: New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J Appl. Meteorol.*, 31, 708-721.

Murakami, M., 1990: Numerical modeling of the dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud—The July 19 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 107–128.

Nenes, A., S. Ghan, H. Abdul-Razzak, P. Y. Chung, and J. H. Seinfeld, 2001: Kinetic limitations on cloud droplet formation and impact on cloud albedo. *Tellus*, 53, 133–149.

Passarelli, R. E., Jr., 1978: An approximate analytic model of the vapor deposition and aggregation growth of snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 118–124.

Penner, J. E., and L. D. Rotstayn, 2001: Indirect aerosol forcing, quasi forcing, and climate response. *J. Climate*. 14, 2960–2975.

Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic, 954 pp.

Rangno, A. L., and P. V. Hobbs, 2001: Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice particle concentrations. *J. Geophys. Res.*, 106, 15 065–15 075.

Rasch, A., and A. Williamson, 1990: Computational aspects of moisture transport in global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 1071–1090.

Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 forecast model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1071–1107.

Rogers, D. C., 1982: Field and laboratory studies of ice nucleation in winter orographic clouds. Ph.D. dissertation, University of Wyoming, 161 pp.

Rogers, R. R., and M. K. Yau, 1989: *A Short Course in Cloud Physics*. 3d ed. Pergamon Press, 293 pp.

Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder– feeder” process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1185–1206.

Sassen, K., and G. C. Dodd, 1989: Haze particle nucleation simulation in cirrus clouds. and application for numerical and lidar studies. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3005–3014.

- Smolarkiewicz, P. K., 1983: A fully multidimensional positive definite transport algorithm with small implicit diffusion. *J. Comput. Phys.*, 54, 325–362.
- Stevens, B., G. Feingold, W. R. Cotton, and R. L. Walko, 1996: Elements of the microphysical structure of numerically simulated nonprecipitating stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, 53, 980–1006.
- Twomey, S., 1959: The nuclei of natural cloud formation, II, The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Geofis. Pura Appl.*, 43, 243–249.
- Vali, G., 1974: Contact ice nucleation by natural and artificial aerosols. Preprints, *Conf. on Cloud Physics*, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc., 34–37.
- Walko, R., W. R. Cotton, M. P. Meyers, and J. Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. *Atmos. Res.*, 38, 29–62.
- Williamson, D. L., J. T. Kiehl, V. Ramanathan, R. E. Dickinson, and J. J. Hack, 1987: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM1). NCAR Tech. Note NCAR/TN-285+STR, 112 pp.
- Young, K. C., 1974: The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 31, 768–780.